

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA**



**TESIS DOCTORAL**

**Las rocas intrusivas y brechas del área de Los Molinos, Fuerteventura  
(Islas Canarias)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

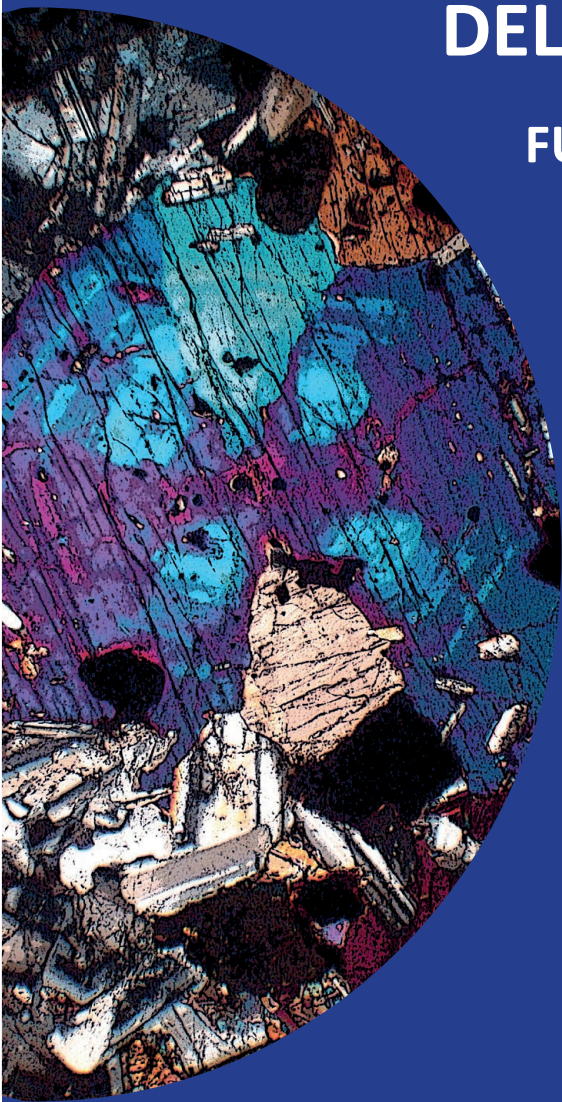
**Ángela Claro Moreno**

Directora

**Cristina de Ignacio San José**

**Madrid, 2016**

# **LAS ROCAS INTRUSIVAS Y BRECHAS DEL ÁREA DE LOS MOLINOS FUERTEVENTURA (ISLAS CANARIAS)**



**ÁNGELA CLARO MORENO**

*TESIS DOCTORAL*



**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**  
DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA



**Madrid, 2015**



Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, financiada por una Ayuda de Formación de Personal Investigador (BES-2010-037524) del Ministerio de Ciencia e Innovación, y por los proyectos de investigación CGL 2009-07946 del Ministerio de Ciencia e Innovación y CGL 2012-32135 del Ministerio de Economía y Competitividad.

La memoria de esta Tesis Doctoral se presenta por Ángela Claro Moreno para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas

Imagen de portada: Clinopiroxeno con zonado sectorial de la facies de gabros s.s. que aflora en la intrusión de Los Molinos.



**TESIS DOCTORAL**

# **LAS ROCAS INTRUSIVAS Y BRECHAS DEL ÁREA DE LOS MOLINOS, FUERTEVENTURA (ISLAS CANARIAS)**

**ÁNGELA CLARO MORENO**

DIRIGIDA POR

**CRISTINA DE IGNACIO SAN JOSÉ**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS  
DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Madrid, 2015



Para tod@s l@s que habéis  
hecho posible que este  
trabajo sea una realidad,  
**GRACIAS**





# ÍNDICE

RESUMEN / ABSTRACT.....	V
 I.- INTRODUCCIÓN GENERAL.....	 1
I.1.- INTRODUCCIÓN.....	3
I.2.- OBJETIVOS.....	5
I.3.- METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS.....	7
I.3.1.- QUÍMICA MINERAL.....	7
I.3.1.1.- Elementos mayores.....	7
I.3.1.2.- Elementos traza.....	8
I.3.2.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	9
I.3.3.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	10
I.3.3.1.- Geoquímica isotópica en minerales.....	10
I.3.3.1.1.- Isótopos estables.....	10
I.3.3.1.2.- Isótopos radiogénicos.....	12
I.3.3.2.- Geoquímica isotópica en roca total.....	13
I.3.3.2.1.- Isótopos de Sr, Sm y Nd.....	13
I.3.3.2.2.- Isótopos de Pb.....	15
I.3.4.- GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN APATITO.....	16
I.3.5.- GEOCRONOLOGÍA K-Ar EN MICA.....	16
I.4.- ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO.....	18
I.4.1.- EL DOMINIO OESTE.....	20
I.4.2.- EL DOMINIO ESTE.....	25
I.4.3.- EL DOMINIO CENTRAL.....	26
 II.- RELACIONES DE CAMPO EN EL ÁREA DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS.....	 29
II.1.- INTRODUCCIÓN.....	31
II.2.- EL SECTOR DE MORRO NEGRO.....	32
II.3.- EL SECTOR DE MOLINOS.....	40
II.4.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	48
 III.- MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS GABROS, CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS ASOCIADAS DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS.....	 53
III.1.- INTRODUCCIÓN.....	55
III.2.- PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES.....	55
III.2.1.- GABROS.....	55
III.2.2.- CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS.....	65

III.2.2.1.- Cuerpos pegmatoides.....	65
III.2.2.2.- Venas félsicas.....	67
III.2.2.2.1.- Venas pofídicas anfibólicas.....	67
III.2.2.2.2.- Venas anortosíticas y sieníticas.....	69
III.3.- QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA.....	72
III.3.1.- GABROS.....	72
III.3.1.1.- Olivino.....	72
III.3.1.2.- Clinopiroxeno.....	75
III.3.1.3.- Plagioclasa.....	82
III.3.1.4.- Óxidos de Fe y Ti.....	86
III.3.1.5.- Apatito.....	90
III.3.1.6.- Anfíbol.....	92
III.3.1.7.- Mica.....	97
III.3.2.- CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS.....	99
III.3.2.1.- Clinopiroxeno.....	99
III.3.2.2.- Feldespatos.....	100
III.3.2.3.- Óxidos de Fe y Ti.....	103
III.3.2.4.- Anfíbol.....	104
III.3.2.5.- Apatito.....	105
III.3.2.6.- Mica.....	106
III.3.2.7.- Esfena.....	107
III.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	108
III.4.1.- ELEMENTOS MAYORES.....	109
III.4.2.- ELEMENTOS TRAZA.....	112
III.4.2.1.- Diagramas de tierras raras.....	116
III.4.2.2.- Diagramas multielemento.....	117
III.5.- PROCESOS Y MECANISMOS DE CRISTALIZACIÓN.....	119
III.5.1.- MODELOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA.....	124
III.6.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	137
III.6.1.- ISÓTOPOS ESTABLES.....	137
III.6.2.- ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS.....	141
III.7.- COMPOSICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA FUENTE.....	149
III.7.1.- GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA.....	149
III.7.2.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	151
III.8.- GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN APATITO Y K-Ar EN MICA.....	153
 IV.- MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DIQUES DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS..	159
IV.1.- INTRODUCCIÓN.....	161

IV.2.- PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES.....	162
IV.2.1.- GRUPO 1: DIQUES BASÁLTICOS PORFÍDICOS.....	163
IV.2.2.- GRUPO 1: DIQUES MICROGRANUDOS MICÁCEOS.....	164
IV.2.3.- GRUPO 1: DIQUES MÁFICOS AFANÍTICOS.....	164
IV.2.4.- GRUPO 2: DIQUES DE TRAQUIBASALTO.....	165
IV.2.5.- GRUPO 2: DIQUES DE BASALTO PLAGIOCLÁSICO.....	165
IV.2.6.- GRUPO 2: DIQUES DE TRAQUITA.....	166
IV.2.7.- GRUPO 3: DIQUES MÁFICOS AFANÍTICOS QUE CORTAN A LAS TRAQUÍTIAS.....	168
IV.2.8.- GRUPO 4: DIQUES QUE CORTAN A LAS BRECHAS.....	168
IV.3.- QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES.....	170
IV.3.1.- OLIVINO.....	170
IV.3.2.- CLINOPIROXENO.....	171
IV.3.3.- FELDESPATOS.....	175
IV.3.4.- ÓXIDOS DE Fe Y Ti.....	178
IV.3.5.- APATITO.....	181
IV.3.6.- ANFÍBOL.....	181
IV.3.7.- MICA.....	182
IV.3.8.- ESFENA.....	182
IV.3.9.- CIRCÓN.....	183
IV.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	184
IV.4.1.- ELEMENTOS MAYORES.....	184
IV.4.2.- ELEMENTOS TRAZA.....	187
IV.4.2.1.- Diagramas de tierras raras.....	190
IV.4.2.2.- Diagramas multielemento.....	191
IV.5.- GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS.....	193
IV.6.- RELACIÓN ENTRE LOS DIQUES Y LAS FACIES DE GABROS EN LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS.....	196

V.- CARACTERIZACIÓN TEXTURAL DE LAS BRECHAS QUE AFLORAN EN EL ÁREA DE LOS MOLINOS.....	199
V.1.- INTRODUCCIÓN.....	201
V.2.- BRECHA DE MORRO NEGRO.....	202
V.2.1.- RESULTADOS A ESCALA DE AFLORAMIENTO.....	202
V.2.2.- RESULTADOS A ESCALA DE MUESTRA DE MANO.....	203
V.2.3.- RESULTADOS A ESCALA DE LÁMINA DELGADA.....	204
V.3.- BRECHA DE SALINAS.....	206
V.3.1.- RESULTADOS A ESCALA DE AFLORAMIENTO.....	206



V.3.2.- RESULTADOS A ESCALA DE MUESTRA DE MANO.....	207
V.3.3.- RESULTADOS A ESCALA DE LÁMINA DELGADA.....	208
V.4.- POSIBLE ORIGEN PARA LAS BRECHAS.....	209
V.4.1.- BRECHA DE MORRO NEGRO.....	209
V.4.2.- BRECHA DE SALINAS.....	211
 VI.- DISCUSIÓN FINAL: INTEGRACIÓN DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO GENERAL DE LA ISLA DE FUERTEVENTURA.....	 215
VI.1.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y OTRAS INTRUSIONES DE LA ISLA.....	 217
VI.2.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y EL VULCANISMO MIOCENO DE LA ISLA.....	 221
VI.2.1.- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	221
VI.2.2.- EDAD Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA.....	221
VI.2.2.1.- Edificio Central.....	221
VI.2.2.2.- Edificio Norte.....	223
VI.2.3.- COMPOSICIÓN Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	225
VI.3.- POSIBLE RELACIÓN ENTRE LAS ITRUSIONES Y LOS COLAPSOS DE LA ISLA....	228
 VII.- CONCLUSIONES FINALES / FINAL CONCLUSIONS.....	 231
 VIII.- BIBLIOGRAFÍA.....	 243
 IX.- ANEXOS (CD adjunto)	
IX.1.- MUESTRAS UTILIZADAS PARA LA REALIZACIÓN DE ESTE TRABAJO: SIGLADO, LOCALIZACIÓN Y ANÁLISIS REALIZADOS EN CADA MUESTRA	
IX.2.- TABLAS DE QUÍMICA MINERAL	
IX.2.1.- GABROS, CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS	
IX.2.2.- DIQUES	
IX.3.- TABLAS DE ROCA TOTAL	
IX.3.1.- ANÁLISIS DE ROCA TOTAL DE GABROS, CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS	
IX.3.2.- NORMAS CIPW DE GABROS, CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS	
IX.3.3.- ANÁLISIS DE ROCA TOTAL DE DIQUES	
IX.3.4.- NORMAS CIPW DE DIQUES	
IX.4.- ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO DE LAS BRECHAS DE MORRO NEGRO Y SALINAS	

## RESUMEN

La presente tesis doctoral se centra en el estudio de las rocas intrusivas (plutónicas y filonianas) y brechas que afloran en el área de Los Molinos, localizada en la zona centro-occidental de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias). Esta intrusión es de especial interés puesto que se localiza en la teórica zona de solape que habría existido entre los dos edificios volcánicos miocenos de mayor tamaño en Fuerteventura: el Edificio Volcánico Central y el Edificio Volcánico Norte, de modo que constituye un buen objetivo para determinar si cada edificio contaba con un sistema de alimentación independiente o si existe una situación más compleja a este respecto.

En primer lugar se ha estudiado la estructura interna de la intrusión de Los Molinos, formada por distintas facies de gabros, de las cuales se han obtenido sus características petrográficas, mineralógicas y geoquímicas y se han determinado sus condiciones de presión y temperatura de cristalización, su edad y el tipo de fuente mantélica de la que proceden. Para ello se han realizado análisis químicos *in-situ* mediante microsonda de electrones y láser ICP-MS, junto con análisis de roca total y de geoquímica isotópica. Los resultados obtenidos muestran que las diferentes facies de gabros que afloran en la intrusión están relacionadas genéticamente y que las facies más evolucionadas, leucogabros y venas félsicas, proceden de las facies menos diferenciadas, melanogabros y gabros olivínicos, mediante un proceso de cristalización fraccionada y acumulación. Las condiciones de presión y temperatura halladas indican que el proceso de cristalización tuvo lugar a altas temperaturas (1100-900 °C) y relativamente bajas presiones (3-1 Kb), en condiciones de moderada  $fO_2$ . La edad de cristalización se determinó por el método U-Pb *in-situ* en apatito mediante láser ICP-MS, obteniéndose una edad media de cristalización de  $17.4 \pm 1.9$  Ma para la intrusión de Los Molinos. Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb muestran que la fuente de la que proceden los magmas que dieron lugar a esta intrusión, es una mezcla entre los componentes mantélicos HIMU y DM con contribuciones menores del componente EMI.

Así mismo, se han estudiado las rocas filonianas que aparecen en relación con las facies de gabros y venas félsicas en la intrusión de Los Molinos. Las relaciones de campo muestran que existen al menos cuatro momentos de inyección de diques, por lo que éstos se han asociado en cuatro grupos. Los dos primeros grupos muestran relaciones de campo muy estrechas con las facies de gabros así como características geoquímicas e isotópicas muy similares, indicando que ambos conjuntos litológicos proceden de los mismos magmas. El tercer y cuarto grupo aparecen cortando a los primeros, y siempre presentan bordes enfriados con las facies de gabros, por lo que se interpretan como inyecciones filonianas posteriores a la cristalización de la intrusión y posiblemente relacionadas con las últimas etapas de la actividad magmática miocena de la isla.

En tercer lugar, se han caracterizado texturalmente los materiales fragmentarios (brechas) que afloran tanto en el sector meridional (brecha de Morro Negro), como en el septentrional (brecha de Salinas) de la intrusión de Los Molinos. Para ello se han realizado análisis texturales de las brechas mediante *software* de caracterización de rocas detríticas y fragmentarias, junto con análisis petrográficos de los fragmentos y de la matriz de estas brechas. La brecha de Morro Negro es una brecha bien consolidada, heterométrica y polimíctica, formada por fragmentos de rocas muy similares a las que forman la intrusión (plutónicas y filonianas). Considerando su composición y modo de afloramiento, se ha propuesto para esta brecha un origen asociado directamente con el proceso de cristalización de la intrusión. Al igual que la brecha de Morro Negro, la brecha de Salinas está formada por fragmentos de composiciones, tamaños y formas diversas pero, a diferencia de la primera, la brecha de Salinas está formada principalmente por fragmentos volcánicos de composición basáltica, y presenta una matriz de tipo arenoso. Esta brecha se ha clasificado como un depósito volcanoclástico secundario, probablemente de tipo avalancha de escombros. Este depósito sería correlacionable con las brechas líticas de Ampuyenta y por tanto habría sido producido por la destrucción parcial del Edificio Volcánico Norte más antiguo.

Por último, se ha llevado a cabo una comparación de la composición y edad de la intrusión de Los Molinos con las del resto de intrusiones de la isla, lo que ha permitido determinar un nuevo episodio magmático (EM4), representado por la misma y que establece una continuidad en el tiempo de la actividad intrusiva desde al menos 22 hasta 13 Ma en la isla de Fuerteventura. Del mismo modo, se ha llevado a cabo una comparación con la estratigrafía, composición y edad, de los Complejos Volcánicos Central y Norte, que ha permitido establecer que la intrusión de Los Molinos corresponde a la cámara magmática que alimentó a las partes altas (CVC-III) y medias (NVC-I superior) de estos edificios, actuando los diques como nexo de unión entre la cámara y el edificio volcánico.

## ABSTRACT

This PhD thesis is focused on the study of the intrusive rocks (plutonic rocks and dikes) and breccias outcropping in the Los Molinos area, located in the central-west part of the Fuerteventura island (Canary Islands). This intrusion is especially interesting because of its location in the theoretical overlapping zone that would have existed between the two largest Miocene volcanic edifices in Fuerteventura: the Central Volcanic Edifice and the Northern Volcanic Edifice. Los Molinos intrusion is thus a good target for determining if each volcanic edifice had an independent feeder system or, if the situation was more complex than that.

The internal structure of Los Molinos intrusion is formed by different gabbro facies, which have been studied to determine their textural features, mineralogy and geochemistry. To this aim, *in-situ* analyses by electron microprobe and laser ICP-MS have been performed, together with whole-rock and isotope analyses. From this data set, it was possible to determine the crystallization pressure and temperature conditions, the age of the intrusion, and type of mantle source from which it was derived. The results show that the different gabbro facies of Los Molinos intrusion are genetically related so that the most evolved facies (leucogabbro and felsic veins) are derived from the least evolved ones (melanogabbro and olivine gabbro facies) by fractional crystallization plus accumulation processes. These processes took place under high temperature (1100-900 °C) and relatively low pressure (1-3 Kb), with moderate  $fO_2$  conditions. The crystallization age was determined by *in-situ* U-Pb measurements in apatite using laser ICP-MS, which yielded an average of  $17.4 \pm 1.9$  Ma. Sr, Nd and Pb isotope ratios show that the mantle source for the Los Molinos intrusion is a mixture between the HIMU and DM end members with minor EMI component contributions.

In the same way, dikes which are spatially related with the gabbros and felsic veins of the Los Molinos intrusion have also been studied. Field relationships indicate that there are at least four moments of dike injection, and therefore the different dikes have been assigned to four groups. The first two groups show very close field relationships with the plutonic rocks, and very similar chemical and isotopic features, suggesting that both lithological sets come from the same magmas. The third and fourth groups occur crosscutting the first ones and always display chilled margins with the gabbros. Thus, they have been interpreted as dike injections subsequent to the Los Molinos intrusion crystallization, and probably related with the last stages of Miocene magmatic activity in the island.

In the third place, textural characterization of the breccias outcropping both in the southern (Morro Negro breccia) and northern (Salinas



breccia) sectors of the Los Molinos intrusion have been performed. For this, a software for the characterization of detrital and fragmentary rocks was used, together with petrographic analyses of the fragments and groundmass. The Morro Negro breccia is a well consolidated, heterometric and polymictic breccia formed by plutonic rocks and dikes fragments with very similar compositions to those forming part of the intrusion. Considering both the composition and outcrop features of this breccia, an origin directly related to the crystallization process of the intrusion has been proposed. Just as the Morro Negro breccia, the Salinas breccia is formed by fragments of different size, composition and morphology but, unlike the former one, it is composed mainly by volcanic fragments in a sandy groundmass. The Salinas breccia has been classified as a secondary volcanoclastic deposit, probably of a debris avalanche type. This deposit would correlate with the Ampuyenta lithic breccias and therefore would have been produced by the partial destruction of the oldest part of the Northern Volcanic Edifice.

Finally, the Los Molinos intrusion was compared in composition and age with the rest of the intrusions of the island. This has led to the definition of a new magmatic episode (EM4) represented by this intrusion, that establishes a lengthy period of time, from at least 22 to 13 Ma, of continuous intrusive activity in the island of Fuerteventura. Likewise, a comparison with the stratigraphy, composition and age of the Central and Northern Volcanic Complexes has been carried out. This comparison allowed establishing that the Los Molinos intrusion corresponds to the magma chamber that fed the upper part of the Central Volcanic Edifice (CVC-III) and the middle parts of the Northern Volcanic Edifice (upper NVC-I), with dikes acting as links between the magmatic chamber and the volcanic edifices.

# I

## **INTRODUCCIÓN GENERAL**

**I.1.- INTRODUCCIÓN**

**I.2.- OBJETIVOS**

**I.3.- METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS**

**I.4.- ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO**



## I. 1.- INTRODUCCIÓN

El crecimiento de las islas oceánicas de origen volcánico está marcado por la combinación de procesos constructivos y destructivos de los edificios volcánicos que las forman. Generalmente, en estas islas sólo aflora la parte subaérea de los edificios, por lo que es la parte más conocida de los mismos, aunque únicamente represente alrededor del 10-15 % del total del sistema magmático. Sin embargo, en algunas ocasiones afloran niveles algo más profundos de dicho sistema, formados por rocas subvolcánicas que representan las raíces y conductos de alimentación de los volcanes. El estudio de estos materiales intrusivos es de gran interés, ya que, junto con el estudio de los materiales volcánicos, aporta una importante información sobre la composición, estructura y evolución de las islas volcánicas.

En algunas de las islas del archipiélago de Canarias, como La Gomera o La Palma, afloran parte de dichas rocas intrusivas. Sin embargo, existen pocas islas oceánicas en el mundo en las que se pueda encontrar un registro litológico tan completo como el que ofrece la isla de Fuerteventura. En ella están reflejadas las diferentes etapas de formación de la isla, la submarina, la de emersión y la subaérea, ofreciendo así la posibilidad de estudiar todas las fases de crecimiento y destrucción de una isla oceánica de origen volcánico. En la isla de Fuerteventura afloran todas las partes de un sistema magmático: rocas intrusivas que representan las raíces de los edificios volcánicos, diques que conectan las partes más profundas con las más someras, y rocas volcánicas.

Las investigaciones realizadas en los últimos años han puesto de manifiesto que las intrusiones del Norte de Fuerteventura, Milochoblanca-Esquinzo, forman parte de las raíces del Edificio Volcánico Norte, mientras que las intrusiones situadas en la parte central de la isla, Pájara y Vega de Río de Palmas, en parte, representan las raíces del Edificio Volcánico Central. En la zona intermedia entre ambos conjuntos de intrusiones, aflora un pequeño cuerpo intrusivo conocido como intrusión de Los Molinos, correspondiendo con la zona de solape entre los edificios volcánicos Norte y Sur. Su relación con las otras intrusiones o con los materiales volcánicos miocenos es desconocida, por lo que se eligió la intrusión de Los Molinos como objeto de estudio para esta Tesis Doctoral.

Esta Tesis Doctoral contempla tanto el estudio de las rocas plutónicas y diques asociados de la intrusión de Los Molinos, como de los materiales fragmentarios (brechoides) que afloran en el área ocupada por esta intrusión. De este modo, se completa el estudio de prácticamente todos los cuerpos intrusivos de la isla, de modo que se estará en situación de evaluar la relación que presentan entre ellos, e integrar toda esta información en futuros modelos de evolución de las Islas Canarias orientales (Fuerteventura y Lanzarote). Además, se pretende establecer qué relación existe entre esta intrusión y los materiales volcánicos



miocenos de la isla, lo que permitirá avanzar en el conocimiento de la evolución de las raíces de dichos volcanes. Por último, dada la afinidad entre contexto geológico y previsiblemente, entre composiciones y procesos, la metodología aquí desarrollada puede ser de interés y utilidad como base de estudio para las intrusiones que afloran en otros archipiélagos como por ejemplo, el de Cabo Verde.

La información que aquí se presenta, se ha extraído fundamentalmente de las muestras recogidas en las diversas campañas de campo realizadas durante el transcurso de esta Tesis Doctoral, aunque también se ha contado con algunas muestras disponibles en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM, que formaron parte del trabajo de investigación de Galindo (1978). Se han utilizado técnicas de caracterización mineral, técnicas analíticas sobre roca total y técnicas de datación *in-situ*. En la sección I.3 de este capítulo se abordan los detalles de la metodología empleada en cada grupo de técnicas. En el capítulo II se describen las relaciones de campo observadas entre los diferentes materiales que forman la intrusión, y se presentan cartografías de detalle de los mismos. El capítulo III aborda la caracterización química y mineralógica de las rocas plutónicas, su edad y la fuente de la que proceden. Del mismo modo, el capítulo IV emprende un estudio similar, aunque menos detallado, sobre los diques asociados a las rocas plutónicas y la posible relación entre ambos conjuntos de litologías. En el capítulo V se realiza una caracterización textural de los materiales brechoides que afloran en el área de la intrusión de Los Molinos, y en el capítulo VI, se realiza una discusión general que integrará todos los datos obtenidos dentro del origen y evolución del magmatismo mioceno de la isla. Por último, en el capítulo VII se presentan las conclusiones parciales y generales más relevantes obtenidas en este trabajo.

En el transcurso de la Tesis Doctoral, se han realizado diversos cursos de formación sobre diferentes aspectos que enmarca este trabajo. También se han realizado estancias en universidades extranjeras: una estancia de cuatro meses en la *University of Notre Dame* (Indiana, Estados Unidos) y otra estancia de tres meses en la *Vrije Universiteit* (Bruselas, Bélgica) que, junto con la participación en la preparación de muestras para los diferentes análisis geoquímicos y la obtención y procesamiento de datos en los centros y laboratorios de la Universidad Complutense de Madrid, han permitido la adquisición de habilidades técnicas y analíticas al doctorando.

## I.2.- OBJETIVOS

Los objetivos planteados para esta Tesis Doctoral abarcan, por un lado, objetivos centrados en la caracterización, evolución, edad y origen de las rocas plutónicas y diques de la intrusión de Los Molinos, y por otro en la verificación de la posible relación genética de la intrusión con los materiales volcánicos del Mioceno y con el resto de intrusiones de la isla. A continuación se detallan dichos objetivos.

El primer objetivo que se plantea es el de establecer cuál es la composición y edad de las rocas plutónicas y filonianas que forman la intrusión de Los Molinos y qué procesos de evolución magmática le dieron lugar.

Para la consecución de este objetivo, se realizaron diversas campañas de campo en la zona estudio, orientadas a la elaboración de una cartografía detallada de la intrusión, con el reconocimiento de las diferentes litologías que la forman y las relaciones de campo entre ellas. Un muestreo exhaustivo de las mismas permitió realizar el estudio petrográfico de las relaciones texturales y llevar a cabo una cuidadosa selección de las muestras para todo el estudio geoquímico posterior.

La caracterización composicional de las distintas litologías ha incluido, en una primera etapa, el estudio de la química mineral y la estimación de condiciones de presión y temperatura de cristalización. Para ello, se realizaron numerosos análisis químicos *in-situ* en minerales mediante microsonda de electrones y láser ICP-MS. En una segunda etapa, esta información se combinó con la de análisis químicos de roca total (mediante espectroscopía de emisión atómica en plasma generado por corriente inducida y espectroscopía de masas) para poder modelizar los principales procesos de diferenciación magmática responsables de su génesis.

Finalmente, la datación radiométrica de las rocas plutónicas se abordó con una metodología relativamente nueva, que es la datación U-Pb *in-situ* de apatito mediante láser ICP-MS multicolector, combinada con dataciones K-Ar en concentrados minerales.

Un segundo objetivo, si bien parcial, de esta tesis doctoral, consistió precisamente en evaluar el potencial de este método de datación en apatito como alternativa para rocas de edad relativamente joven (cenozoicas).

El tercer objetivo que se plantea es de la caracterización de la fuente de la que proceden los magmas de la intrusión de Los Molinos. Con este

fin, se realizó un estudio de geoquímica isotópica tanto de isótopos radiogénicos (Sr, Nd y Pb) en roca total mediante TIMS, complementado con determinaciones isotópicas de oxígeno en concentrados minerales mediante fluoración láser y determinaciones *in-situ* de relaciones isotópicas de Sr y Pb en apatitos y plagioclasas mediante un sistema de ablación láser.

Un cuarto objetivo de esta tesis doctoral consistió en realizar un estudio preliminar de las brechas que aparecen asociadas a la intrusión de Los Molinos y tratar de proponer algún mecanismo de formación de las mismas, a partir de su comparación con la información disponible sobre los afloramientos más extensos de las brechas de Ampuyenta, asociadas al Edificio Volcánico Norte. Para la consecución de este objetivo, se realizó un análisis textural de las brechas mediante *software* de caracterización de rocas detríticas y fragmentarias, combinado con análisis petrográfico de los fragmentos y matriz de estos materiales.

Una vez cumplidos los objetivos anteriores, se aborda el objetivo de integrar el conocimiento obtenido sobre la intrusión de Los Molinos en el esquema de evolución del magmatismo mioceno de Fuerteventura.

Para la consecución de este último objetivo, se han llevado a cabo tanto una comparación de la composición y edad de la intrusión de Los Molinos con las del resto de intrusiones de la isla, con el fin de determinar a qué etapa de la actividad intrusiva miocena corresponde, y una revisión de los datos disponibles acerca de la estratigrafía, composición química, edad y geoquímica isotópica de los Complejos Volcánicos Central y Norte, para poder proceder a la correlación entre los mismos y la intrusión.

### I.3.- METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

#### I.3.1.- QUÍMICA MINERAL

Los análisis de química mineral, tanto para elementos mayores como para elementos traza, se han realizado sobre secciones pulidas de 30  $\mu\text{m}$  de espesor en el caso de elementos mayores y de 100-120  $\mu\text{m}$  de espesor para el análisis de elementos traza.

##### I.3.1.1.- Elementos mayores

La técnica utilizada para caracterizar químicamente los minerales constituyentes en la diversidad de litologías que forman la intrusión de Los Molinos ha sido la microsonda de electrones. El equipo que se ha utilizado ha sido una JEOL *Superprobe* JXA-8900M del ICTS Centro Nacional de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) (<http://www.cnme.es>).

Este equipo cuenta con cinco espectrómetros (cinco canales) WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometres*) que tienen alojados los siguientes cristales analizadores: Canal 1: TAP, LDE2 y LDE1; Canal 2: PETJ y LIF; Canal 3: PETJ y LIF; Canal 4: PETJH y LIFH; Canal 5: TAPH y LDE3H. Además, el equipo dispone de detectores de imágenes en modo de electrones retrodispersados (*back scattered electron images*, BSE).

Los minerales analizados en la microsonda de electrones fueron plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, magnetita, ilmenita, anfíbol, mica, apatito, esfena y circón. La rutina analítica escogida incluye los siguientes óxidos:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ni}_2\text{O}_3$  y los elementos F y Cl. Las condiciones básicas de medida para esta rutina fueron: una diferencia de potencial de 15kV y una intensidad de corriente de 20nA. Para analizar esfena se incluyeron, además de las tierras raras ligeras y medias (La-Gd),  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ,  $\text{UO}_2$  y  $\text{ThO}_2$ , modificándose las condiciones de medida a 20kV de voltaje y 50nA en la intensidad de corriente. En ambas rutinas el diámetro de haz utilizado fue de 5  $\mu\text{m}$ , salvo para minerales de muy pequeño tamaño (principalmente localizados en diques afaníticos) en los que se redujo el diámetro de haz a 1  $\mu\text{m}$ . El tiempo de medida en la rutina general es de 10 segundos en pico y 5 segundos en cada fondo. En la rutina analítica de tierras raras, los tiempos de medida se aumentaron a 30 y 15 segundos respectivamente. El sistema de corrección empleado ha sido el ZAF<sup>(1)</sup>. El error de medida es del orden del 2 %, es decir, concentraciones menores de 0.01 % en peso, se consideran por debajo del límite de detección. Se han utilizado tanto patrones naturales como sintéticos (Tabla I.1) (Jarosewich *et al.*, 1980; Jarosewich y Boatner, 1991; McGuire *et al.*, 1992).

<sup>(1)</sup> Correcciones por efecto de matriz, tradicionalmente llamadas correcciones ZAF (número atómico, Z; absorción de la radiación generada, A; fluorescencia secundaria, F). El efecto matriz

se refiere a la influencia que tiene, en la determinación de cierto elemento, la presencia de los demás elementos que forman parte del mineral a analizar. Otro componente a tener en cuenta por este efecto matriz, es el "efecto estructural", es decir, la cantidad o fracción de rayos X que es capaz de emitir un mineral dependiendo del enlace con el que el elemento que se está analizando se encuentre en una estructura mineral (Bello, 1999). El valor ZAF es una constante que se aplica para determinar la concentración desconocida del elemento a medir y que representa el efecto matriz en las condiciones de adquisición, previamente calibradas para cada instrumento.

### I.3.1.2.- Elementos traza

Los análisis *in situ* para determinar la concentración de elementos traza en minerales individuales (plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y apatito) se obtuvieron mediante ablación láser ICP-MS en la *University of Notre Dame* (Indiana, Estados Unidos). El equipo utilizado consta de un láser de estado sólido Nd-YAG (granate de Al e Y dopado con Nd) con longitud de onda de 213 nm y un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* -ICP-MS en sus siglas en inglés-) Thermo-Finnigan Element2 multicolector y de sector magnético. El gas utilizado para el plasma fue el argón. En la Tabla I.2 se muestra un listado de los parámetros instrumentales y condiciones de medida.

Para la obtención de los elementos traza, plagioclasas y clinopiroxenos fueron sometidos a ablación con un diámetro de haz de 55  $\mu\text{m}$ , 5 Hz de frecuencia de repetición y una energía del 100 %, la cual corresponde a una densidad de la misma de 8 J  $\text{cm}^{-2}$ . Por otro lado, para anfíboles y apatitos se usó un haz de 25  $\mu\text{m}$ , una frecuencia de repetición de 5 Hz y una densidad de energía del 70 % correspondiente a 6 J  $\text{cm}^{-2}$ . En todos los casos, el estándar utilizado para la calibración interna fue NIST 612 (Pearce *et al.*, 1997), y la intensidad de la señal de iones de  $^{43}\text{Ca}$  se usó para la calibración externa. El contenido en porcentaje en peso de CaO se tomó de los análisis previamente realizados mediante microsonda de electrones. Los análisis se llevaron a cabo en una atmósfera de gas He dentro de la célula de ablación, que se mezcla con Ar en la antorcha. El procesamiento de los análisis obtenidos, incluyendo la reducción de datos, la determinación de las concentraciones, los límites de detección y las incertidumbres internas, se realizó con el *software* GLITTER (Van Achterbergh *et al.*, 2001).

**Tabla I.1**  
Concentración media del estándar usado para medir elementos mayores.

Elemento	Estándar	Wt. (%)	Elemento	Estándar	Wt. (%)
SiO <sub>2</sub>	Albita	68.07	K <sub>2</sub> O	Microclina	15.1
TiO <sub>2</sub>	Kaersutita	5.19	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Apatito.15	40.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sillimanita	62.9	SO <sub>3</sub>	Galena	33.5
FeO	Almandino	26.6	NiO	Ni metálico	45.8
MnO	Almandino	2.2	SrO	Estroncianita	67.7
MgO	Kaersutita	12.4	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr metálico	40.6
CaO	Kaersutita	10.4	F	Apatito.15	3.5
Na <sub>2</sub> O	Albita	68.07	Cl	Apatito.15	0.4

	Elementos Trazas	U-Pb Apatito
<b>ICP-MS</b>		
Tipo	Sector magnético	Sector magnético
Modelo	Thermo-Finnigan Element2	Thermo-Finnigan Element2
Potencia	1250 W	1250 W
Gas de refrigeración (Ar)	16.11 l min <sup>-1</sup>	16.11 l min <sup>-1</sup>
Gas auxiliar (Ar)	0.94 l min <sup>-1</sup>	0.94 l min <sup>-1</sup>
Gas de muestra (Ar)	1.123 l min <sup>-1</sup>	1.123 l min <sup>-1</sup>
Gas portador (Ar)	0.7 l min <sup>-1</sup>	0.7 l min <sup>-1</sup>
<b>LASER</b>		
Tipo	Nd:YAG	Nd:YAG
Modelo	New Wave Research UP213	New Wave Research UP213
Longitud de onda	213 nm	213 nm
Duración del pulso	5 ns	5 ns
Diámetro del haz	25 µm	100 µm
Frecuencia de repetición	5 Hz	5 Hz
Energía de salida	100-70%*	80%*
Densidad de energía	8-6 J cm <sup>-2</sup> *	6 J cm <sup>-2</sup> *
<b>Parámetros de adquisición de datos</b>		
Resolución	Media	Media
Protocolo de adquisición	Time-resolved analysis	Time-resolved analysis
Modo de escaneo	E-scan	E-scan
Masas escaneadas	<sup>43</sup> Ca, <sup>45</sup> Sc, <sup>47</sup> Ti, <sup>53</sup> Cr, <sup>55</sup> Mn, <sup>59</sup> Co, <sup>60</sup> Ni, <sup>69</sup> Ga, <sup>85</sup> Rb, <sup>86</sup> Sr, <sup>89</sup> Y, <sup>90</sup> Zr, <sup>93</sup> Nb, <sup>133</sup> Cs, <sup>138</sup> Ba, <sup>139</sup> La, <sup>140</sup> Ce, <sup>141</sup> Pr, <sup>146</sup> Nd, <sup>147</sup> Sm, <sup>153</sup> Eu, <sup>160</sup> Gd, <sup>159</sup> Tb, <sup>163</sup> Dy, <sup>165</sup> Ho, <sup>166</sup> Er, <sup>169</sup> Tm, <sup>172</sup> Yb, <sup>175</sup> Lu, <sup>180</sup> Hf, <sup>181</sup> Ta, <sup>208</sup> Pb, <sup>232</sup> Th, <sup>238</sup> U.	<sup>202</sup> Hg, <sup>204</sup> Pb, <sup>204</sup> Hg, <sup>206</sup> Pb, <sup>207</sup> Pb, <sup>208</sup> Pb, <sup>235</sup> U, <sup>238</sup> U
Número de escaneos	167	1000
Modo de detección	Contaje y analógico	Contaje
Background <sup>(1)</sup>	60 s	30 s
Tiempo de ablación	60 s	30 s
Washout <sup>(2)</sup>	30 s	15 s
<b>Estandarización y reducción de datos</b>		
Estandar externo	NIST SRM 610	Apatito Madagascar
Software reducción de datos	GLITTER	Método interno

<sup>(1)</sup> Tiempo de medida de ruido de fondo

<sup>(2)</sup> Tiempo sin medida ni ionización para limpiar el fondo

\* 100% de energía corresponde a una densidad de 8 J cm<sup>-2</sup>, utilizada en plagioclasas y clinopiroxenos;

80% de energía corresponde a una densidad de 6 J cm<sup>-2</sup>, utilizada para anfíboles y apatitos

### I.3.2.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Para poder realizar análisis químicos en roca total, es necesario hacer una preparación previa de la muestra, esto es, una pulverización de la misma hasta tamaños inferiores a 100 µm. Esta tarea se realizó en el taller del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM. Para conseguir el tamaño deseado se siguieron una serie de pasos: 1) Limpieza de la muestra (eliminación de la capa más externa y posiblemente más meteorizada de la roca). 2) Introducción de la muestra en un molino de mandíbulas para reducir su tamaño a pequeñas esquirlas que posteriormente se introdujeron en un 3) Molino de discos hasta alcanzar un tamaño aproximado de 3

**Tabla I.2**

Parámetros instrumentales y condiciones de medida para determinar elementos traza y edades *in-situ* U-Pb en Apatito.

mm de diámetro del grano. 4) Una vez alcanzado este tamaño, el polvo obtenido se pulverizó en un mortero de ágata para reducir la muestra al tamaño final  $< 100 \mu\text{m}$ . Una vez la muestra tuvo el tamaño deseado, se procedió al cuarteado de la misma con el fin de obtener una parte representativa pero de menor volumen.

Las muestras de roca pulverizada se enviaron al laboratorio comercial *Activation Laboratories (Act Labs)*, Canadá (<http://www.actlabs.com>) para su análisis químico. Dentro del protocolo "*Lithogeochemistry for Exploration and Research*" de este laboratorio, la muestra se funde con metaborato/tetraborato de litio y el producto resultante se mezcla con una solución de ácido nítrico para su completa disolución.

Los elementos mayores se determinan mediante ICP-AES (espectroscopia de emisión atómica en plasma generado por corriente inducida), mientras que los elementos traza se miden en espectrómetro de masas (ICP-MS). La determinación de algunos elementos ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , o algunos elementos de alto potencial iónico como  $\text{ZrO}_2$  o  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ ) es contrastada mediante fluorescencia de rayos-X (XRF).

### I.3.3.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

#### I.3.3.1.- Geoquímica isotópica en minerales

##### I.3.3.1.1.- Isótopos estables

###### A) Preparación de las muestras:

Previamente a la determinación de las relaciones isotópicas de oxígeno en minerales, se procedió a la separación mineral de cada uno de los minerales a analizar en el Taller del Departamento de Petrología y Geoquímica (Facultad de Ciencias Geológicas, UCM). Para ello se siguió el siguiente protocolo: 1) Limpieza de la muestra (eliminación de la capa más externa de igual manera que en la preparación para análisis de roca total). 2) Introducción de la muestra en un molino de mandíbulas para reducir su tamaño a pequeñas esquirlas que posteriormente se introdujeron en un 3) Molino de discos hasta alcanzar un tamaño aproximado de 3 mm de diámetro del grano. 4) La mayor parte de los minerales magnéticos se separaron con un imán de mano. 5) La muestra se introdujo varias veces en un separador magnético Franz Isodynamic con un campo magnético inducido por una corriente eléctrica variable según la susceptibilidad magnética del mineral que se quiere recoger. Así, se indujeron corrientes eléctricas de: 0.30-0.50 A para la separación de anfíbol, 0.32-0.40 A para la mica, 0.35-0.50 A para el clinopiroxeno, 1.2 A para el apatito y 1.7 A para la plagioclasa. 6) Las fracciones recogidas con el separador magnético se llevaron a una lupa binocular para la separación manual final de cada

concentrado mineral.

Una vez se realizó la separación mineral y se recogió la muestra suficiente (1-2 mg) para la realización de los análisis de oxígeno, las muestras se enviaron a la *University of Notre Dame* (Indiana, Estados Unidos). Allí, bajo una lupa binocular, la muestra se cargó en un bloque de níquel el cual dispone de 44 orificios cónicos separados. El bloque se alojó en una cámara de acero inoxidable con cristal de  $\text{BaF}_2$  inerte al gas de flúor. Al introducirse en la cámara, la muestra se hizo reaccionar con  $\text{BrF}_2$  utilizando un láser de  $\text{CO}_2$  a 20W con una longitud de onda continua y un diámetro de haz de 1.6 mm. Esta reacción libera gas  $\text{O}_2$  junto con otros componentes gaseosos, que posteriormente se hacen pasar por una línea de extracción con varios filtros que separan el gas de  $\text{O}_2$  de los demás elementos gaseosos liberados en la reacción de la muestra con  $\text{BrF}_2$ . El gas de  $\text{O}_2$  se recogió en un vial de cuarzo congelado y se introdujo en estufa durante 12 horas a una temperatura de 100 °C. Posteriormente, se mezcló con gas He de alta pureza por presurización. Esta mezcla se recogió con una sonda de muestreo y se introdujo en una columna cromatográfica capilar de gas instalada en un sistema Gas Bench II y acoplada a un espectrómetro de masas.

#### B) Condiciones de medida

Las relaciones isotópicas de oxígeno de minerales (plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y mica) se midieron con un espectrómetro de masas Delta V *Advantaje* (Thermo Fisher Scientific) en el *Center for Environmental Science and Technology* de la *University of Notre Dame*.

La rutina de calibración consiste en la medida de la relación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  de un gas de referencia ( $\delta^{18}\text{O} = 25.79 \pm 0.11$ , Koeman *et al.*, 2013) calibrado con respecto al estándar NBS 19 ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 28.79 \text{ ‰}$ ) al inicio y al final de cada sesión analítica.

Para la obtención de las relaciones isotópicas de las muestras, se mide durante 2-10 segundos el gas de referencia seguido de 10 medidas del gas, obtenido por fluoración láser, en la muestra o estándar (cada una de las medidas separadas por intervalos de 40 segundos). La media de las relaciones isotópicas obtenidas en cada una de las 10 medidas realizadas sobre el gas desprendido por la muestra se calcula con relación al estándar SMOW (Standar Mean Ocean Water) (Hoef 1997) y los resultados se obtienen con notación  $\delta^{18}\text{O}$ .

La fraccionación y la deriva instrumental se controlaron mediante el protocolo de análisis sistemáticos 2-5-1-5-2 del *Lausanne Quartz* ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 18.15 \text{ ‰}$ , Jourdan *et al.*, 2009), que consiste en tomar dos medidas del *Lausanne Quartz* al inicio de cada sesión, seguidas de 5 medidas en la muestra, 1 del *Lausanne Quartz*, 5 medidas de la muestra y finalmente 2 del *Lausanne Quartz*. Además, aproximadamente 1 mg del olivino puro San Carlos ( $\delta^{18}\text{O} = 4.9 - 5.7$ , Silverman, 1951; Sharp, 2007) fue periódicamente analizado durante cada sesión como estándar secundario, con el fin de validar los resultados isotópicos



obtenidos.

Los valores medios de  $\delta^{18}\text{O}$  de los estándares medidos fueron  $18.10 \pm 0.07$  para el *Lausanne Quartz*;  $5.32 \pm 0.07$  para el olivino San Carlos;  $25.66 \pm 0.08$  para el gas de referencia; y de  $28.77 \pm 0.05$  para el NBS 19.

#### I.3.3.1.2.- Isótopos radiogénicos

Los datos isotópicos de Sr y Pb común en minerales (Sr en plagioclasas y apatitos y Pb en plagioclasas) se obtuvieron en el laboratorio de la *University of Notre Dame* (Indiana, Estados Unidos) utilizando un sistema de ablación con *exciplex* (es decir, “*excited complex*”, complejo excitado) NWR (*New Wave Research*). Se trata de un láser ultravioleta constituido por un halogenuro de flúor (ArF) cuya longitud de onda es de 193 nm. Este láser lleva acoplado un espectrómetro de masas multicolector con plasma de acoplamiento inductivo (Nu Plasma II MC-ICP-MS); un instrumento de doble sector magnético (MS) que combina un imán con un analizador electrostático (ESA).

Las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en apatitos y plagioclasas, fueron adquiridas en modo estático, utilizando seis colectores Faraday, con un haz de 150  $\mu\text{m}$  de diámetro, 7 Hz para la frecuencia de repetición y una energía del 70 % correspondiente a una densidad de la misma de  $10 \text{ J cm}^{-2}$ . Antes de la ablación y durante 50 segundos, se analizan los blancos. Tras el inicio de la ablación, se midieron en un colector Faraday los intervalos de masas entre 82.5 y 88.5 para usarlos como referencia de medida. Posteriormente se midió la señal iónica en intervalos de 100 segundos (50 integraciones de 2 segundos cada uno). Para la corrección de las interferencias con  $^{86}\text{Kr}$ , se utilizó el valor de normalización de  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ , mientras que la interferencia con  $^{87}\text{Rb}$  se corrigió mediante la señal obtenida de  $^{85}\text{Rb}$ . El gas utilizado para transportar los iones generados en el plasma hacia los colectores fue el He, posteriormente mezclado con Ar en la línea de “*sample-out*” de la zona de la ablación, antes de la llegada al plasma, en un nebulizador micro-concéntrico ARIDUS®. El estándar utilizado fue un coral cerebroide actual del Océano Índico, que tiene unas relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  bien caracterizadas por ID-TIMS de  $0.709097 \pm 0.000047$  ( $2\sigma$ ) (Bizzarro *et al.*, 2003). El valor medio medido en el estándar fue de  $0.709098 \pm 0.000019$  ( $2\sigma$ ).

En el caso del Pb, el tamaño de haz que se utilizó fue también de 150  $\mu\text{m}$ , mientras que la tasa de repetición pasó de 7 Hz a 5 Hz. En este caso, además, el estándar utilizado ha sido el NIST 614 (Pearce *et al.*, 1997). Al igual que con el Sr, el gas utilizado para el transporte iónico fue el He, que se mezcló con Ar antes de llegar al plasma. La medida del fondo (*background*) fue tomada durante 45 segundos, para después recoger la señal iónica provocada por ablación durante 40-80 segundos. Las masas más pesadas del Pb (208, 207 y 206) se miden en los colectores Faraday, mientras que las masas 204 (de Pb

y Hg) y las masas 202 y 200 del Hg se recogen en un multiplicador secundario. La corrección para las interferencias isobáricas con  $^{204}\text{Hg}$  se realizó utilizando la medida de  $^{200}\text{Hg}$  y las abundancias naturales de los isótopos de Hg. Todas las relaciones isotópicas de Pb fueron procesadas con el software Nu-Plasma II *time-resolved analysis* (TRA) y las correcciones de fraccionación/ganancia se hicieron con hojas de Microsoft Excel internas del laboratorio.

### I.3.3.2.- Geoquímica isotópica en roca total

#### I.3.3.2.1.- Isótopos de Sr, Sm y Nd

Las composiciones isotópicas de Sr, Sm y Nd en roca total, se determinaron en el CAI de Geoquímica Isotópica y Geocronología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM.

##### A) Preparación de las muestras

La preparación inicial de las muestras (molienda y cuarteado) se realizó en el taller del Departamento de Petrología y Geoquímica de misma facultad, siguiendo el mismo procedimiento que se ha descrito en la preparación de muestras para análisis de roca total.

Una vez hecho esto, en el laboratorio de Geoquímica isotópica y Geocronología, se procedió primeramente a la disolución de la muestra. Para ello, se pesaron 150 mg de muestra junto con el patrón interno “*spike*”  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  (*Oak Ridge*) en un microrreactor Savillex de Teflón®, se añadieron 6 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40 % y 2 ml de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) al 65 %, ambos Merck-Suprapur, y se dejó en estufa a 120°C durante 48 horas. Una vez seca la muestra, se evaporó

	Concentración de HCl	Volumen (ml)
El día anterior	6	50
	2.5	25
Preacondicionamiento	2.5	5
Carga de la muestra	2.5	2
Lavado	2.5	2
Elución	2.5	33
<b>Recolección de Rb</b>	2.5	11
Elución	2.5	28
Recolección de Sr	2.5	15
Elución	6	16
<b>Recolección de REE</b>	6	20
Lavado de columnas	6	50

**Tabla I.3**  
Protocolo para dilución isotópica y recogida de Sr y REE

en placa caliente a unos 100°C, se volvieron a añadir 2 ml de HNO<sub>3</sub> Merck-Suprapur para la completa disolución de la muestra y de los posibles fluoruros residuales, y se dejó evaporar nuevamente. Una vez seca, se añadieron 7 ml de ácido clorhídrico (HCl) destilado de concentración 6N y se introdujo en la estufa a 120°C durante 12 horas para, posteriormente, evaporarse en placa caliente. La muestra seca, se cargó en tubos de ensayo junto con 2 ml de HCl de concentración 2.5N y se introdujo en una centrifugadora a 4.000 r.p.m. durante 10 minutos para su completa homogeneización.

La muestra se cargó en columnas para cromatografía de intercambio catiónico con resina DOWEX AG-50x12 para recoger Sr y REE. El ácido utilizado para la recolección del Sr fue HCl 2.5N mientras que para recoger las REE se usó HCl 6N. El protocolo seguido para la dilución isotópica y recogida de Sr y REE está detallado en la Tabla I.3.

La fracción de REE recogidas anteriormente, se volvió a disolver en 1 ml de HCl 0.25N, y se cargó en nuevas columnas cromatográficas con el grupo funcional de ácido di-2-etil-hexil-ortofosfórico (HEDHP *resin*). Aquí se recogieron, por separado, Nd, con HCl 0.3N y Sm con HCl 0.6N. El protocolo de recogida de ambos está detallado en la Tabla I.4.

Las muestras recogidas, tanto de Sr como de Sm y Nd, se llevaron a la placa calefactora para secarlas y posteriormente a un Espectrómetro de Masas con fuente de Ionización Térmica (TIMS) para su posterior análisis.

#### B) Condiciones de medida

Las muestras de Sr se cargaron en un filamento de Ta con 1 µl de ácido fosfórico 1M, mientras que las muestras de Sm y Nd se cargaron en un sistema triple de filamentos (Re-Re-Re) con 1 µl de ácido fosfórico 0.05M. Una vez cargadas las muestras, todas las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro de masas TIMS-Phoenix, equipado

**Tabla I.4**  
Protocolo para dilución isotópica y recogida de Nd y Sm

	Concentración de HCl	Volumen (ml)
Carga de la muestra	0.25	1
Lavado	0.25	2
Elución	0.25	2
<b>Recolección de Nd</b>	0.25	3
	0.3	4
Elución	0.3	1
	0.6	2
<b>Recolección de Sm</b>	0.6	3
Lavado de columnas	6	25

con nueve detectores Faraday, siguiendo un método de multicolección dinámica.

Las medidas de Sr fueron corregidas para interferencias con  $^{87}\text{Rb}$  y normalizadas respecto al valor  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Durante el análisis se midió el estándar de Sr NBS987 (*National Bureau of Standards Certificate of Analysis*) y se obtuvieron valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 0.000012$  ( $2\sigma$ ) de media para un número de datos  $n = 9$ . El error analítico está referido a dos desviaciones estándar y es de 0.01 % para la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Las medidas para Sm/Nd, fueron igualmente corregidas para interferencias con  $^{142}\text{Ce}$  y  $^{144}\text{Sm}$  y normalizadas con respecto al valor  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  (O’Nions *et al.*, 1977). Durante el análisis de las muestras se midió el estándar de Nd LaJolla, obteniéndose valores medios para un número de datos  $n = 9$  de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511847 \pm 0.000008$  ( $2\sigma$ ), sobre un valor de normalización para el estándar LaJolla = 0.511858 (Lugmair *et al.*, 1983) con respecto a la relación  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  arriba mencionada. Los errores analíticos están referidos a dos desviaciones estándar y son de 0.1 % en la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  y de 0.006 % para  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

Para el cálculo de los  $\epsilon\text{Nd}$ s, se tomaron los valores para las edades actuales del CHUR (*Chondritic uniform reservoir*) de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  y de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  (Goldstein *et al.*, 1984). Tanto las edades modelo (TDMs) como la línea de evolución del *depleted mantle* (DM) fueron calculadas según la ecuación de De Paolo (1981) usando la relación  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  calculada para cada muestra y una constante de desintegración del  $^{147}\text{Sm}$   $\lambda = 6.539 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  (Lugmair y Marti 1978).

#### I.3.3.2.2.- Isótopos de Pb

Las muestras de roca pulverizada (aproximadamente un gramo de muestra por cada roca) se enviaron al laboratorio comercial *Activation Laboratories* (Act Lab) Canadá (<http://www.actlabs.com>) para su análisis. El Pb fue separado del resto de elementos mediante la técnica de intercambio catiónico con resinas del tipo Bio-Rad 1x8, y los análisis fueron realizados en un espectrómetro de masas Triton-MC. Las relaciones isotópicas medidas se corrigieron, para el fraccionamiento de masa, a partir de mediciones repetidas de la composición isotópica del Pb en el estándar NBS SRM – 982. La reproducibilidad externa o desviación típica, asociada a los análisis repetidos del estándar BCR-1, fue del 0.1 % para las relaciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y del 0.2 % para la relación  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  a un nivel de  $2\sigma$ .

### I.3.4.- GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN APATITO

Para la determinación *in situ* de edades U-Pb en Apatito se utilizó el mismo equipo y configuración instrumental descritos para los elementos traza. En la Tabla I.2 se detallan los parámetros instrumentales utilizados para estos análisis.

Los cristales individuales de apatito fueron ablacionados con un diámetro de haz de 100  $\mu\text{m}$  a una energía del 80 % correspondiente a una densidad de 6 J  $\text{cm}^{-2}$  y con una frecuencia de repetición de 5 Hz. La adquisición de datos consistió en un primer análisis de fondo durante 30 segundos, seguido por 30 segundos de ablación, donde se mide la señal iónica de la muestra, para finalizar con un mínimo de 15 segundos para el “washout” o tiempo de limpieza. Durante el tiempo de medida, se recogieron las siguientes señales iónicas:  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{238}\text{U}$ . La interferencia provocada por  $^{204}\text{Hg}$  fue corregida con la medida de  $^{202}\text{Hg}$  y usando el valor de normalización  $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg} = 0.229883$  (Simonetti y Neal, 2010).

La corrección del Pb común presente en el apatito, se realizó a partir del Pb común medido en roca total (ver sección III.6.2). El procesamiento de datos y la generación de diagramas de edad se llevó a cabo con el software IsoPlot v.3.0 (Ludwig 2012). La deriva instrumental y el fraccionamiento Pb-U inducido por el láser fueron corregidos según las relaciones  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  del Apatito Madagascar (0.0781 y 0.6123 respectivamente). El Apatito Madagascar está bien caracterizado y datado mediante LA-MC-ICP-MS e ID-TIMS, con una edad concordia de  $485.18 \pm 0.81$  Ma (Thomson *et al.* 2009). El estándar se controló cada set de 4 análisis de apatito, tanto antes como después de las medidas.

La reproducibilidad externa o desviación típica, asociada a los análisis repetidos del Apatito Madagascar, fue aproximadamente del 4 % tanto para la relación  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  como  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ( $2\sigma$ ) en cada medida. Esta incertidumbre, que se propaga a lo largo de todas las medidas, se corrigió usando una hoja de cálculo desarrollada en el propio laboratorio, mediante la aplicación de una ecuación de segundo grado similar a la desarrollada por Frei y Gerdes (2009).

### I.3.5.- GEOCRONOLOGÍA K-Ar

Para la determinación de las edades K-Ar en mica, se procedió a la separación de ésta de la roca total en el Taller del Departamento de Petrología y Geoquímica (Facultad de Ciencias Geológicas, UCM), mediante el mismo protocolo arriba descrito para la obtención de concentrados minerales para análisis de isótopos estables del oxígeno. La mica se recogió aplicando en el separador magnético Franz Isodynamic una corriente eléctrica de entre 0.32-0.40 A. La fracción así recogida, se llevó a una lupa binocular para la separación manual

de la mica hasta alcanzar una concentrado de alta pureza y cantidad aproximada de 2-3 mg de muestra.

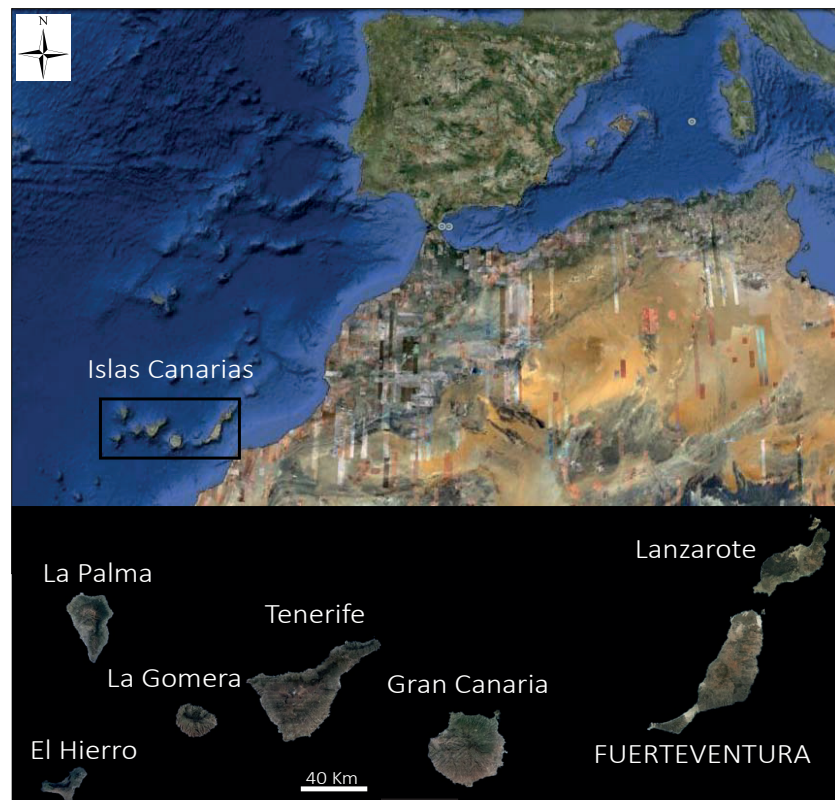
Los concentrados de mica se mandaron al laboratorio comercial “*Mass Spec. Services*” de *Geonuclear Incorporated*, Estados Unidos. El argón se extrajo por fusión después de desgasificar la roca en alto vacío y el trazador de  $^{38}\text{Ar}$  se añadió al análisis usando un sistema de pipeteo continuo. La calibración para este trazador se realizó mediante los análisis de los siguientes estándares: *Bern 4B biotite*, utilizando un valor del  $^{40}\text{Ar}^*$  de  $0.5354 \times 10^{-5}$  scc/gm (Flish, 1982), *Phlogopite Mica-Mg* utilizando un valor de  $^{40}\text{Ar}^*$  de  $19.57 \times 10^{-5}$  scc/gm (Govindaraju, 1979) y SORI93 utilizando un valor de  $^{40}\text{Ar}^*$  de  $2.50 \times 10^{-5}$  scc/gm (Sudo *et al.*, 1998). Los errores analíticos se calcularon con el método de Dalrymple y Lanphere (1969). Para el cálculo de las edades se utilizaron las siguientes constantes:  $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2}$  atom %.  $\Lambda\epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ .  $\Lambda\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  y  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  atmosférico = 295.5 (Steiger y Jager, 1977). Los errores están dados al nivel de  $2\sigma$ .

#### I.4.- ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

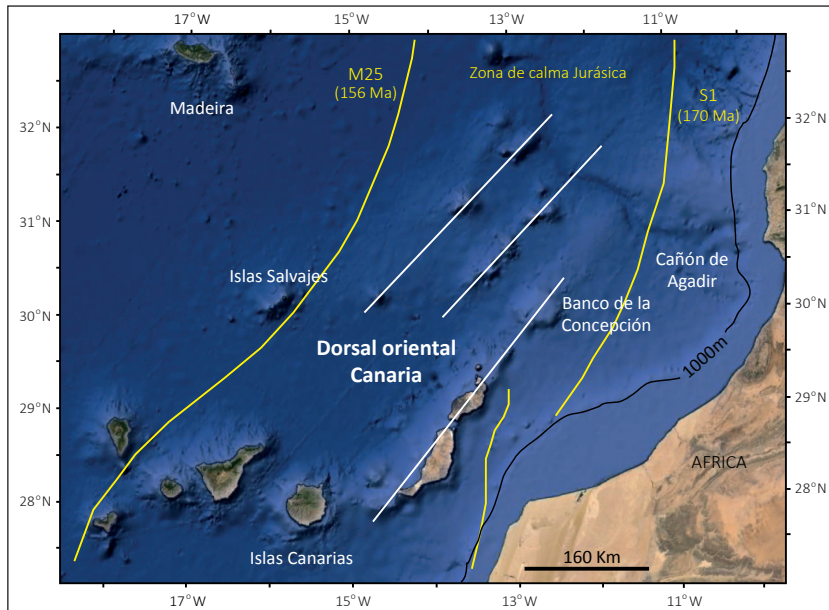
La isla de Fuerteventura se sitúa en el borde oriental del archipiélago volcánico intraplaca de Canarias, localizado en la zona centro-oriental del Océano Atlántico, a tan sólo 100 Km del continente africano. Es la segunda isla más grande del archipiélago (1659 Km<sup>2</sup>) después de la isla de Tenerife (Fig. I.1).

La peculiaridad que ofrecen las islas Canarias con respecto a otros archipiélagos es bastante conocida. Por un lado afloran, en algunas de las islas (Fuerteventura, La Gomera y La Palma), rocas plutónicas que han sido interpretadas como las raíces de los edificios volcánicos más antiguos de dichas islas (p.e. Ancochea *et al.*, 1996; Muñoz *et al.*, 2003; de Ignacio, 2008). Además, en la isla de Fuerteventura afloran rocas carbonatíticas, que no son comunes en contextos oceánicos y de las cuales sólo existen ejemplos descritos en las Islas Canarias y en el archipiélago de Cabo Verde. Las Canarias son las islas oceánicas más próximas a un continente en todo el planeta y, además, existen evidencias de engrosamiento cortical bajo algunas de ellas (Ye *et al.*, 1999; Dañoibeitia y Canales, 2000; Llanes, 2006). Dicho engrosamiento disminuye de E a W (Canales y Dañoibeitia, 1998), lo cual ha motivado el debate sobre la naturaleza de la corteza, continental, oceánica, o transicional bajo estas islas. Sin embargo, el carácter oceánico de la corteza bajo las Islas Canarias parece estar bien establecido gracias a los estudios geofísicos de Weigel *et al.*, (1978), Banda *et al.*, (1981), Ye *et al.*, (1999), Dañoibeitia y Canales (2000) y Llanes (2006) y a estudios

**Figura I.1**  
Localización geográfica de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias) al oeste del margen continental africano. Imágenes extraídas de Google Earth (©2015 Google Inc.) y de la Infraestructura de Datos Espaciales de Canarias (<http://www.idecanarias.es>).



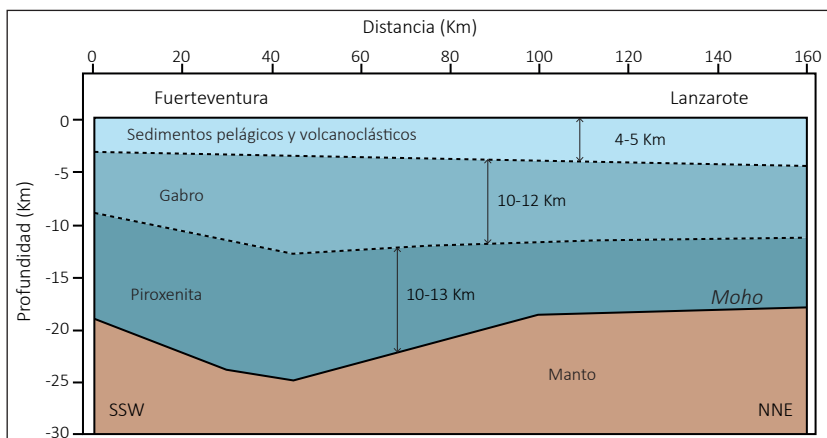


**Figura I.2**

Entorno oceánico de las Islas Canarias. Imagen extraída de Google Earth (©2015 Google Inc.). Las líneas en blanco muestran la traza que sigue la Dorsal Oriental Canaria (Dañobeitia, 1988). En amarillo se han señalado las anomalías de expansión del fondo oceánico en el entorno de las Islas Canarias (Verhoef *et al.*, 1991).

petrológicos, tanto de xenolitos mantélicos, cuyas características composicionales presentan afinidad oceánica (Neumann *et al.*, 1995), como de xenolitos de la corteza, que consisten en gabros con geoquímica de tipo N-MORB (Neumann *et al.*, 2005).

Junto con Lanzarote, Fuerteventura constituye la parte emergida de una estructura tipo dorsal, aunque asísimica: la Dorsal Oriental Canaria, que se prolonga en el submarino Banco de la Concepción, siguiendo una dirección NE-SW, paralela a la costa africana (Dañobeitia, 1988) (Fig. I.2). Dañobeitia y Canales (2000) distinguieron tres capas dentro de la estructura de la corteza oceánica bajo la isla de Fuerteventura (Fig. I.3): una primera capa con un espesor de entre 2.5 y 3 Km formada por sedimentos pelágicos y volcanoclásticos; una capa intermedia, entre los 3 y los 12 Km aproximadamente, con velocidades sísmicas que corresponderían a rocas acumuladas de tipo gabro olivínico y gabro con ortopiroxeno (Farnetani *et al.*, 1996), y una capa inferior, entre los 12 y los 25 Km, formada principalmente por rocas acumuladas

**Figura I.3**

Estructura de la corteza oceánica bajo las islas de Fuerteventura y Lanzarote (modificada de Dañobeitia y Canales, 2000, a partir de los datos de Farnetani *et al.*, 1996).



máficas (melanogabros) y ultramáficas (piroxenitas ricas en olivino y clinopiroxeno, Farnetani *et al.*, 1996). Por tanto, estos autores establecen que el límite entre la corteza oceánica y manto superior (*Moho*) se encuentra a unos 24-25 Km bajo la isla de Fuerteventura, y concluyen que el engrosamiento cortical bajo las Islas Canarias orientales es debido a *underplating* magmático representado por la formación de cuerpos plutónicos profundos de piroxenitas y gabros de tipo acumulado.

La edad de la corteza oceánica bajo Fuerteventura está definida por las anomalías magnéticas de fondo oceánico, quedando ésta localizada en la Zona de Calma Magnética del Jurásico, entre las anomalías M25 (156 Ma) y S1 (170 Ma) (ver Fig. I.2) (Verhoef *et al.*, 1991; Llanes, 2006).

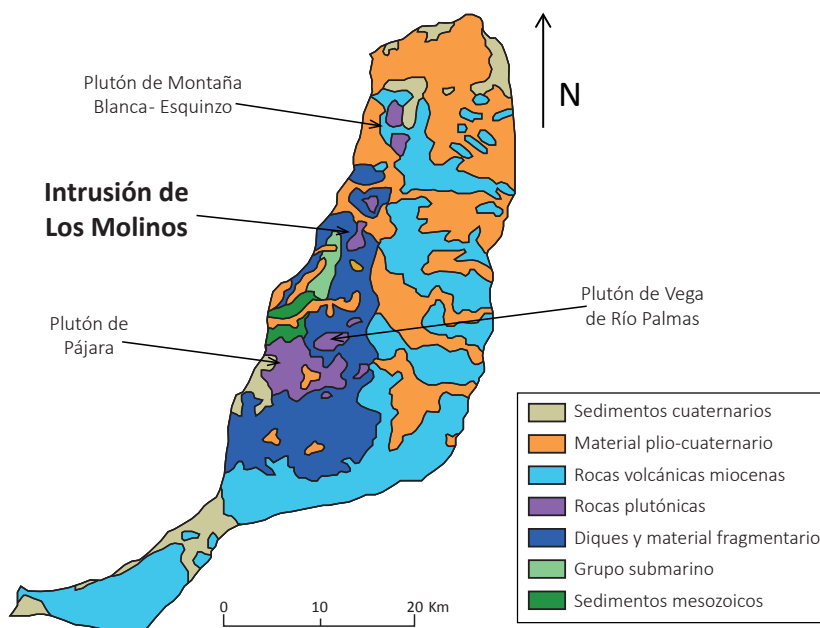
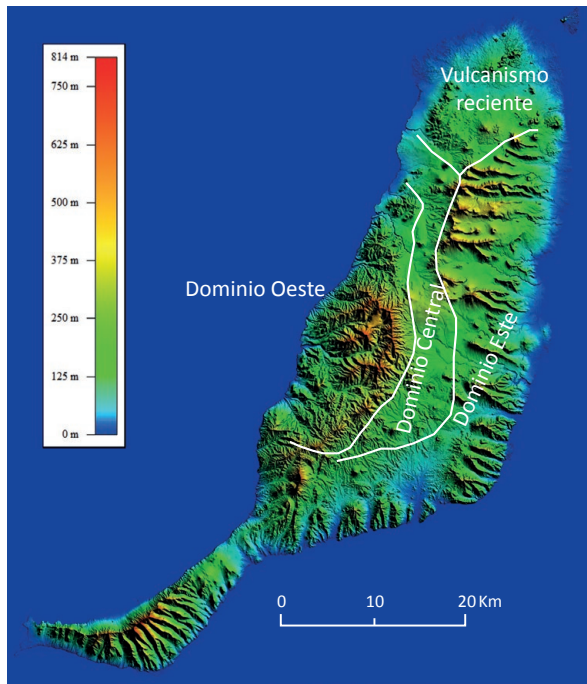
La isla de Fuerteventura puede ser dividida en tres grandes dominios fisiográficos (Dominio Oeste, Dominio Central y Dominio Este) los cuales están prácticamente condicionados por las unidades geológicas que los forman (Fúster *et al.*, 1968) (Fig. I.4).

#### 4.1.- El Dominio Oeste

En la isla de Fuerteventura afloran, en el Dominio Oeste, los materiales de edad más antigua, formados por una secuencia sedimentaria mesozoica, materiales volcánicos y volcanoclásticos, en parte, de origen submarino, y en parte de origen transicional y subaéreo, así como diferentes cuerpos plutónicos. Todos estos materiales se encuentran atravesados por un denso enjambre de diques (ver Fig. I.4), cuya máxima intensidad de inyección se dató en el Mioceno, entre los 21 y los 17 Ma (Féraud *et al.*, 1985). Todo este conjunto de variadas litologías fue denominado por Fúster y Aguilar (1965), Alonso *et al.*, (1967) y Fúster *et al.*, (1967) con el término de Complejo Basal, indicando que se trataba del basamento de la isla. Las distintas litologías que forman el Complejo Basal afloran más o menos paralelos a la costa occidental de la isla, con la misma dirección NE-SW que presenta la Dorsal Oriental Canaria.

Los sedimentos mesozoicos (Fig. I.5) afloran sólo en la parte centro-occidental de la isla, tanto en la costa, como en los barrancos principales hasta unos 3 km hacia el interior. Están formados por una secuencia de 1600 metros de espesor total estimado, de materiales turbidíticos, terrígenos y carbonáticos, depositados como facies de abanicos profundos procedentes del margen continental africano durante el Jurásico inferior - Cretácico superior (Steiner *et al.*, 1998). Esta secuencia sedimentaria está cortada por una densa red de diques de composición variada (diques basálticos en su mayoría, aunque también traquibasálticos y traquíticos).

El Episodio Volcánico Submarino (Fig. I.6) representa el estadio de construcción submarina de la isla (Gutiérrez *et al.*, 2002; Muñoz *et al.*,



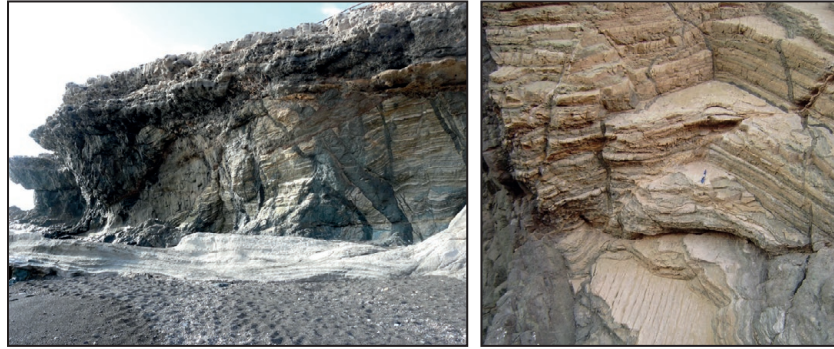
**Figura I.4**

Arriba: Vista panorámica desde el mirador de Morro Veloso hacia el norte de la Isla. En la imagen se observa, al oeste, una zona alomada formada a grandes rasgos por el enjambre de diques y el Plutón de Los Molinos; en la parte central se observa la Depresión Central y un volcán plioceno anidado en ella (volcán de Montaña Bermeja) y, hacia el Este, aparecen los “cuchillos” miocenos. Medio: Modelo Digital del Terreno de la isla de Fuerteventura en el que se señalan los tres grandes dominios fisiográficos en los que se puede dividir la isla (Dominio Oeste, Dominio Central y Dominio Este). Imagen extraída del Instituto Geográfico Nacional (<http://www.ign.es/ign/main/index.do>). Abajo: Mapa geológico general de la isla de Fuerteventura en el que se han señalado los principales plutones que afloran, incluyendo el Plutón de Los Molinos, objeto de estudio de esta tesis doctoral (modificado de Alvaro *et al.*, 1994).



**Figura I.5**

Aspecto de afloramiento de los sedimentos mesozoicos en la costa de Ajuí (costa centro-occidental de la isla). En el mapa se ha sombreado el área que ocupan estos materiales en Fuerteventura.



2003; Muñoz y Sagredo, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2006). Aflora en una banda más o menos paralela a la costa occidental y está atravesado por una elevada proporción de diques, con dirección dominante NNE (Muñoz *et al.*, 2003). Este grupo se apoya discordante sobre los sedimentos mesozoicos y puede ser dividido en dos series: inferior y superior. La serie inferior, con carácter puramente submarino, está constituida principalmente por brechas de *pillow* lavas y, ocasionalmente, *pillow* lavas bien desarrolladas, de composición generalmente basáltica y en ocasiones con afinidad ultraalcalina (Gutiérrez *et al.*, 2002; Gutiérrez *et al.*, 2006; Muñoz *et al.*, 2008). La serie superior está constituida fundamentalmente por *pillow* lavas con algunas brechas de fragmentos de *pillow* de composición basáltica y de afinidad alcalina. El hecho de que en ella las *pillow* presenten alta vesicularidad, frecuentes incrustaciones de corales coloniales, zonas con alta abrasión de los fragmentos de *pillow* y estructuras tractivas, sugiere que su emisión se produjo en aguas someras (Gutiérrez *et al.*, 2002; Muñoz *et al.*, 2003; Gutiérrez *et al.*, 2006). La bioestratigrafía de los corales arrecifales y las determinaciones geocronológicas K-Ar, atribuyen una edad Oligoceno medio-superior para este grupo (Robertson y Bernoulli, 1982; Ibarrola *et al.*, 1989).

El enjambre de diques o Complejo Filoniano (Fúster y Aguilar, 1965), ocupa una gran área de afloramiento. La dirección dominante de estos diques es NNE (010°-030°) con buzamiento subvertical, tanto al WNW como al ESE (Fig. I.7). Presentan composición variada (desde diques basálticos, los más abundantes, hasta traquíticos, basaníticos

**Figura I.6**

*Pillows* cementadas por material hialoclastítico en el barranco del Tarajalito. En el mapa se ha sombreado el área que ocupan los afloramientos de las rocas volcánicas submarinas en Fuerteventura. Imagen cedida por C. de Ignacio.



y nefeliníticos), espesores que varían desde pocos centímetros hasta más de un metro de potencia y con mucha frecuencia, bordes enfriados (Fúster y Aguilar, 1965; López-Ruiz, 1970; Muñoz *et al.*, 2003). Este enjambre no constituye una unidad geológica, dado que los diques que lo forman se han emplazado en distintos momentos a lo largo de la historia de la isla. Sin embargo, el intervalo de máxima inyección filoniana se produjo entre los 24 y los 17 Ma (Féraud *et al.*, 1985), por lo que encontramos diques atravesando a la mayoría de los materiales de la isla, tanto a los agrupados en el Complejo Basal, como a los materiales volcánicos.

Las rocas plutónicas que afloran en el Dominio Oeste de Fuerteventura están representadas por una serie de cuerpos de tamaño variable alineados en una banda de unos 45 Km en dirección aproximada 015°, más o menos paralela a la costa occidental de la isla (Fig. I.8). Estos cuerpos difieren en composición y edad y han sido integrados por Muñoz *et al.*, (2003) y Muñoz y Sagredo (2004) en cuatro episodios magmáticos que se denominan, en orden decreciente de edad: EM1, EM2, EM3 y EM4.

El episodio magmático 1 (EM1) o alcalino carbonatítico, constituye la etapa de transición entre el crecimiento submarino y el comienzo de la actividad subaérea de la isla (Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo, 2004). Aflora en la costa oeste de la isla, en el sector de Ajuí-Solapa-Peñón Blanco y en la parte noroccidental, en el sector de Esquinzo-Tebeto. Está formado por rocas plutónicas hipabisales (clinopiroxenitas, melteigitas-ijolitas-urtitas, sienitas y carbonatitas), depósitos volcánicos hidromagmáticos (cuyos edificios volcánicos pudieron dar lugar a emisiones de carbonatitas) y diques asociados, generalmente basaníticos-nefeliníticos (Muñoz *et al.*, 2003; de Ignacio, 2008; Muñoz *et al.*, 2008). A todo este conjunto litológico se le atribuye una edad en el límite Oligoceno-Mioceno, entre 25.4 y 23.2 Ma (Cantagrel *et al.*, 1993; Muñoz *et al.*, 2005).

El episodio magmático 2 (EM2) o alcalino transicional, se relaciona con la construcción de los complejos volcánicos subaéreos miocenos de la isla (Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo, 2004). Consta de una serie



**Figura I.7**

Aspecto de afloramiento del enjambre de diques en la parte centro-occidental de la isla, en la carretera que une las localidades de Los Llanos de la Concepción y Aguas Verdes. En el mapa se ha sombreado el área que ocupan estos materiales en Fuerteventura.



de cuerpos intrusivos que afloran en la parte centro-sur occidental de la isla y que incluyen el plutón de Pájara, (el cuerpo de mayor tamaño, Fig. I.8), y otra serie de intrusiones menores. Están constituidos por rocas máficas y ultramáficas: piroxenitas, en parte olivínicas, gabros olivínicos y gabros, a veces anfibólicos de afinidad alcalina-subalcalina, con diques asociados, en su mayoría de composición basáltica (Muñoz *et al.*, 2003). Este episodio es intrusivo en el EM1, en el que produce metamorfismo de contacto (Muñoz *et al.*, 1997; Muñoz *et al.*, 2003), que permitió establecer su edad de emplazamiento en 22-21 Ma (Sagredo *et al.*, 1996). Esta edad ha sido recientemente acotada, mediante dataciones U-Pb en circón y Ar-Ar en anfíbol, en 22.1 Ma (Allibon *et al.*, 2011).

El episodio magmático 3 (EM3) o alcalino, aflora en la parte centro-occidental de la isla y está representado por el Complejo Circular de Vega de Río Palmas. Está formado por gabros y gabros anfibólicos alcalinos, sienitas nefelínicas y sienitas saturadas en sílice (Fig. I.8), todo ello atravesado por escasos diques basálticos y traquíticos (Muñoz, 1969; Muñoz *et al.*, 2003; Claro, 2010). Este episodio es intrusivo en el EM2, y su edad ha sido establecida en 21.4-18.7 Ma (Le Bas *et al.*, 1986; Cantagrel *et al.*, 1993).

Por último, el episodio magmático 4 (EM4) representa el final del ciclo volcánico Mioceno (Muñoz *et al.*, 2003). Este episodio está representado por el Complejo Volcánico-Subvolcánico de Betancuria, (Muñoz y Sagredo, 1996) que está formado fundamentalmente por gabros y diques de traquiandesitas y sienitas de alcalinidad intermedia, con traquitas y brechas de basalto-traquita asociadas. Las edades obtenidas en las sienitas de este episodio permiten situarlo en 14-13 Ma (Cantagrel *et al.*, 1993; Muñoz y Sagredo, 1996).

**Figura I.8**

Vista general de los plutones de mayor tamaño que afloran en la isla. Izquierda: Panorámica de la parte norte del plutón de Pájara. Derecha: Panorámica del dique semicircular de sienitas de Las Peñitas (Plutón de Vega de Río Palmas). En el mapa se ha sombreado el área que ocupan los plutones de los diferentes episodios magmáticos en Fuerteventura.



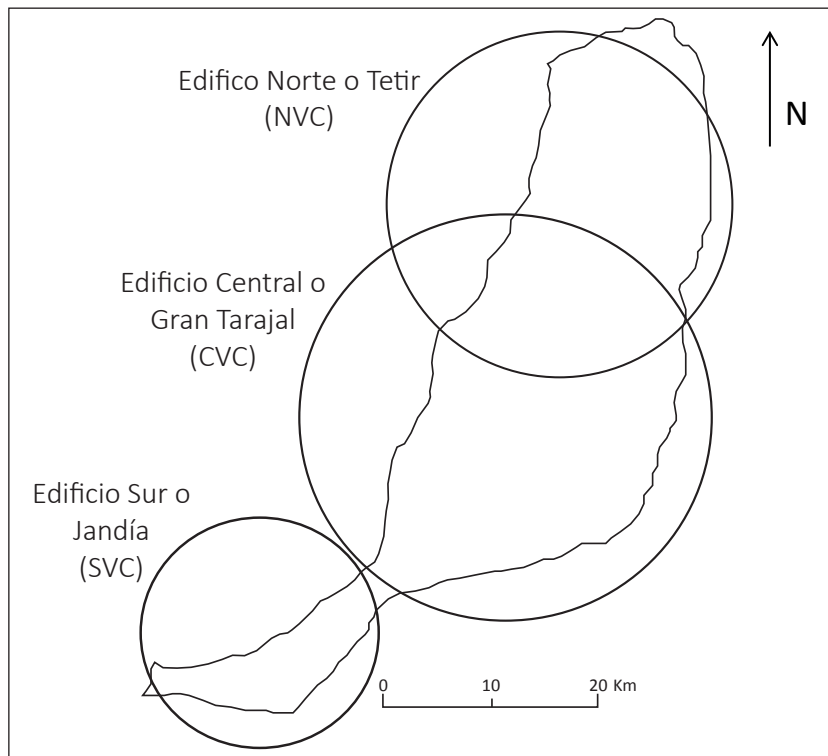
#### 4.2.- El Dominio Este

El Dominio Este, justo con la Península de Jandía, al sur de la isla, está básicamente constituido por los materiales volcánicos miocenos (ver Fig. I.4), los cuales han sido agrupados en tres grandes edificios: Complejo Volcánico Norte (NVC), Complejo Volcánico Central (CVC) y Complejo Volcánico Sur (SVC) (Ancochea *et al.*, 1991; Ancochea *et al.*, 1996) (Fig. I.9).

Estos edificios fueron construidos en diferentes fases de actividad volcánica, que formaron secuencias de lavas y piroclastos de composición basalto-traquibasalto-traquita (Fig. I.10), durante largos periodos de actividad (globalmente comprendidos entre los 22 y los 13 Ma), interrumpidos por algunos periodos de quiescencia y erosión (Ancochea *et al.*, 1991; Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996).

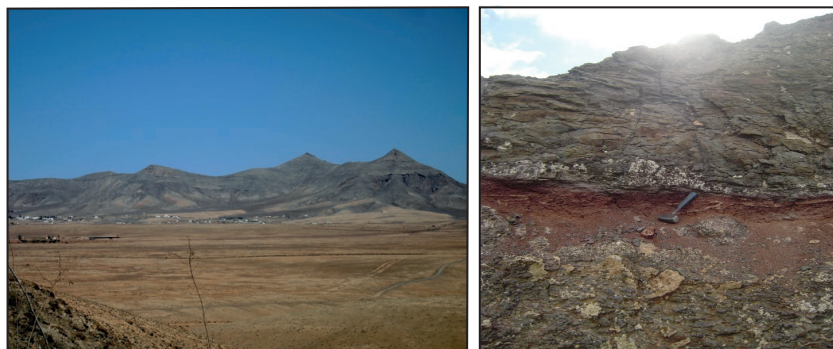
El Edificio Central se extiende desde la localidad de Antigua, al norte, hasta la localidad de El Jable, al sur, y se construyó entre los 22.5 y los 13.2 Ma (Coello *et al.*, 1992; Ancochea, 1993; Balcells *et al.*, 1994; Ancochea *et al.*, 1996). Debido a la coincidencia tanto en edad como en composición, el Plutón de Pájara y el Edificio de Betancuria, han sido considerados como parte de las raíces intrusivas de este edificio (Muñoz *et al.*, 2003).

El Edificio Norte se extiende desde la localidad de Antigua hasta las localidades de Lajares y Tostón Cotillo, en el norte de la isla, a partir de las cuales está cubierto por materiales plio-cuaternarios. La edad de este edificio está comprendida entre los 22 y los 12.8 Ma (Coello *et al.*,



**Figura I.9**

Trazas circulares de la extensión que ocuparían los tres Edificios Volcánicos miocenos de la isla: Tetir o NCV al norte, Gran Tarajal o CVC en el centro y, Jandía o SVC al sur (modificado de Ancochea *et al.*, 1996).



**Figura I.10**

Derecha: panorámica, desde la localidad de Las Parcelas, de la secuencia de lavas miocenas del Edificio Volcánico Norte. Izquierda: Coladas del Edificio Volcánico Norte inferior, en las proximidades de la localidad de Tindaya. En el mapa se ha sombreado el área que ocupan estos materiales en Fuerteventura.

1992; Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996). Debido a la coincidencia espacial y composicional, los gabros y piroxenitas del Plutón de Montaña Blanca-Esquínzo han sido en principio considerados como las raíces de este edificio (de Ignacio, 2008).

El Edificio Sur aparece en la península de Jandía y está separado del Edificio Central por El Jable, un sector plano y cubierto por arenas eólicas y calcretas. La edad del Edificio Sur está comprendida entre los 20.7 y los 14.2 Ma (Féraud *et al.*, 1985; Coello *et al.*, 1992; Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996).

Estos tres Complejos Volcánicos miocenos se han definido como edificios en escudo, que alcanzaron alturas de hasta 3000 m sobre el nivel del mar. El hecho de que actualmente sólo aflore parte los mismos en el Dominio Este de la isla, se ha atribuido tanto a procesos erosivos como a sucesivos colapsos gravitacionales hacia el NNW (Stillman, 1999; Ancochea *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 2006), los cuales habrían hecho aflorar en superficie los materiales del llamado Complejo Basal descritos anteriormente. Generalmente, los restos de estos edificios se disponen en forma de alineaciones montañosas (conocidas como “cuchillos”) de orientación aproximada E-W, que descienden en altura hacia el E, pudiendo estar separadas por valles en forma U y en ocasiones valles en forma de V o unidos en la parte más alta.

#### 4.3.- El Dominio Central

El Dominio Central de la isla está constituido por el Valle o Depresión Central, una zona plana que no supera los 100-200 metros de altitud sobre el nivel del mar, y que separa, a grandes rasgos, el Dominio Oeste del Dominio Este (ver Fig. I.4 arriba).

La Depresión Central se desarrolló después de la construcción de las partes bajas y medias de los Edificios Volcánicos miocenos. Las fases eruptivas más tardías al sur del Edificio Central, Formaciones Melindraga, Tamacite y Tableros, con edades de 18.2-16.4 Ma, 17.5 Ma y 13.2 Ma respectivamente (Coello *et al.*, 1992; Balcells *et al.*, 1994; Ancochea *et al.*, 1996), aparecen cubriendo parte de esta depresión

(Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996; Stillman, 1999), por lo que su formación se estableció en aproximadamente 18 Ma.

El origen de esta Depresión aún no está bien establecido. Hausen (1958) propuso un origen estructural, relacionando esta planicie con una zona de *graben* limitada por fracturas de dirección NNE-SSW. Sin embargo, Fúster *et al.*, (1968) atribuyeron el origen de esta planicie únicamente a procesos erosivos y, Stillman (1999) la asoció a colapsos gravitacionales de los Edificios Volcánicos miocenos hacia el NNW.

La Depresión Central está cubierta por caliche (costras de carbonato cálcico) y rellenos posteriores, tanto de carácter sedimentario (arenas eólicas y/o aluviones) como de carácter volcánico (coladas de edad pliocena y/o cuaternaria), por lo cual no es fácil determinar sobre qué materiales se desarrolla. En las zonas más incididas por barrancos de esta planicie afloran, cerca del Dominio Oeste, coladas intensamente atravesadas por diques, que han sido interpretadas como pertenecientes a las partes más bajas de los Edificios Volcánicos miocenos (Ancochea, 1993). No obstante, también existen pequeños afloramientos de gabros en la base de algunos “cuchillos” del Dominio Este (Barrera y Gómez, 1990a), que podrían correlacionarse con los materiales intrusivos del Complejo Basal.

El período principal de actividad magmática en la isla es sucedido por un largo periodo sin actividad, aproximadamente desde los 13 a los 5 Ma. Durante este período, se desarrolla una extensa superficie de erosión (plataforma de abrasión), que trunca todos los materiales del Dominio Oeste (Complejo Basal) y sobre la que se sitúan a comienzos del Plioceno, sedimentos de rasa marina (conglomerados, areniscas) y niveles de playa con dunas eólicas sobre ellos. A partir de esta época y sobre todo durante el Plioceno superior y Cuaternario, se reanuda la actividad volcánica, dando lugar a pequeños edificios estrombolianos que crecen prácticamente alineados en la Depresión Central. Estos edificios desarrollan campos de lava de tipo *pahoehoe* y aa que cubren parte de los materiales previos. La última erupción volcánica de Fuerteventura tuvo lugar hace 136.000 años (Meco *et al.*, 2005) en la zona de Pozo Negro, parte centro-oriental de la isla.





# II

## **RELACIONES DE CAMPO EN EL ÁREA DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS**

**II.1.- INTRODUCCIÓN**

**II.2.- EL SECTOR DE MORRO NEGRO**

**II.3.- EL SECTOR DE MOLINOS**

**II.4.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS**



## II.1.- INTRODUCCIÓN

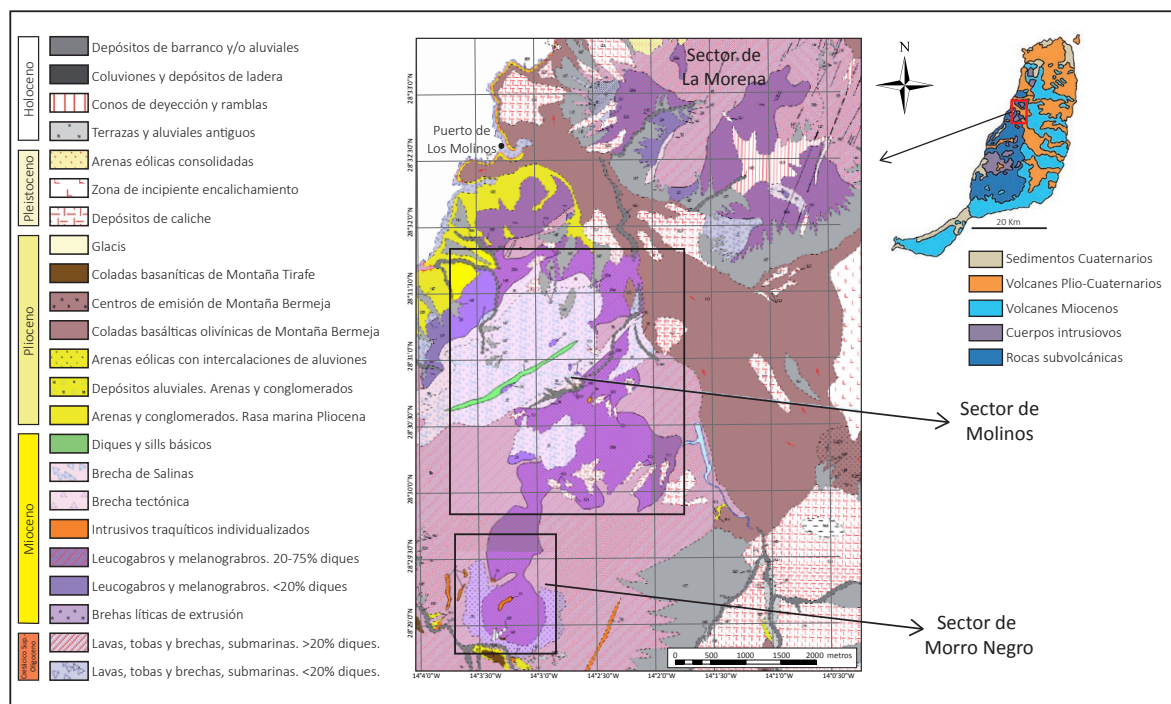
El Plutón o intrusión de Los Molinos es un cuerpo plutónico semielongado con carácter fundamentalmente máfico. Este cuerpo aflora en la parte central del Dominio Oeste a lo largo de una banda de 7 kilómetros de longitud con una anchura que varía desde los 0.6 a los 2 kilómetros. Presenta una orientación NE-SW y se localiza aproximadamente desde el Puerto de Los Molinos, al Norte, hasta el Barranco del Cigarrón al Sur.

La intrusión está formada por varios tipos de gabros cortados por diques de diferente composición. En la parte sur (Sector de Morro Negro), la intrusión está rodeada parcialmente por materiales brechoides (brecha de Morros). En la zona norte, (Sector de Molinos) también aparecen materiales brechoides (brecha de Salinas) los cuales están claramente encima de los gabros. Todo este grupo de materiales, gabros, diques y brechas, está rodeado por la parte este y sur-oeste por un denso complejo filoniano, en el noreste aparece cubierto por coladas pliocenas y en el noroeste por sedimentos pliocenos (Fig. II.1).

El complejo filoniano consiste en un denso enjambre de diques, fundamentalmente diques máficos, de dirección muy constante  $010^{\circ}$ - $030^{\circ}$ , entre los que se observan desde esquirlas centimétricas a masas de unos pocos metros de roca volcánica, que constituye el encajante de este enjambre de diques (Muñoz *et al.*, 2008) (Fig. II.2A). La roca encajante de estos diques, es una roca volcánica formada por tobas hialoclastíticas altamente vesiculares, *pillow*-lavas y brechas de fragmentos de *pillows*, cuyas edades varían entre los 29 y 22 Ma (Ibarrola *et al.*, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2006). Algunas de estas

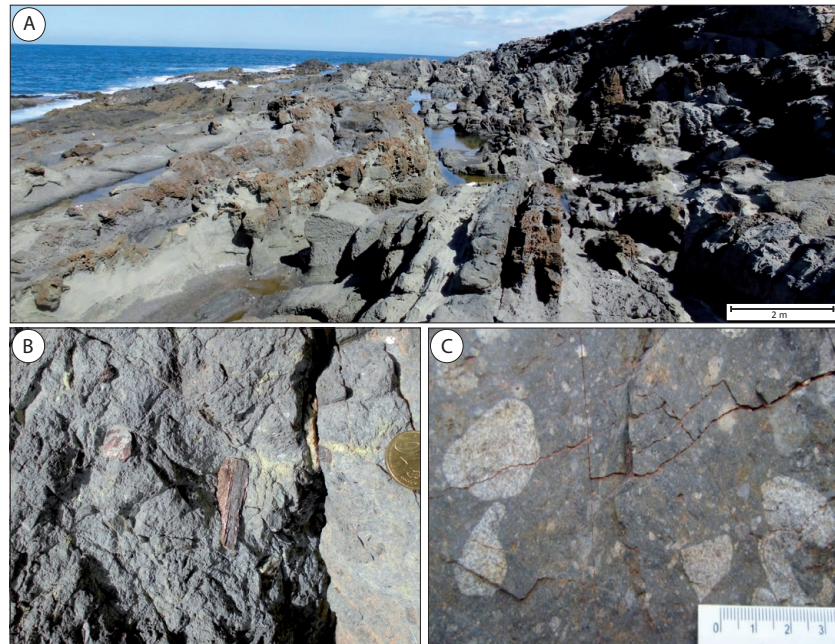
**Figura II.1**

Mapa geológico de la parte NW de la isla de Fuerteventura, en el que se ha señalado la ubicación del área de estudio y los diferentes sectores en los que se ha dividido (modificado de Gómez y Barrera, 2004).



**Figura II.2**

A) Aspecto en afloramiento del enjambre de diques al norte del Puerto de Los Molinos. B) Detalle de la roca caja submarina del enjambre de diques con grandes cristales de flogopita. C) Detalle de la roca caja subaérea del enjambre de diques, formada por material fragmentario de composición traquítica.



rocas volcánicas presentan composición basanítica-nefelínica con abundante flogopita (Fig. II.2B) y edades entre los 26 y 24 Ma, lo que las hace muy próximas al episodio magmático alcalino-carbonatítico (EM1) de la isla (Muñoz *et al.*, 2005). La transición entre estas rocas volcánicas y los materiales volcánicos subaéreos, correspondientes al inicio de la construcción de los volcanes miocenos, está marcada por una importante densidad de diques (90-100 % de afloramiento). Los materiales subaéreos son de carácter fragmentario (tobas y brechas monomícticas y polimícticas) de composición basáltica-traquibasáltica y, en ocasiones, traquítica (Fig. II.2C) (Muñoz *et al.*, 2008).

Aunque los gabros y diques que forman la intrusión de Los Molinos forman un afloramiento más o menos continuo, se ha dividido el área de estudio en dos sectores: Sector de Morro Negro, al sur, y Sector de Molinos, al norte, dado que presentan características ligeramente diferentes en cuanto a proporción y continuidad de gabros melanocráticos, continuidad y proporción de venas félsicas y de venas o masas pegmatoides ricas en anfíbol.

A continuación se describen las relaciones de campo de los dos sectores en los que se ha dividido la intrusión de Los Molinos: sector de Morro Negro y sector de Molinos.

## II.2.- EL SECTOR DE MORRO NEGRO

El sector de Morro Negro es el más meridional de la zona de estudio y presenta una morfología aproximadamente circular de unos 700 m de diámetro. Consiste en un macizo de relieve alomado (Fig. II.3) donde las máximas alturas están representadas por el Morro de Las



Piedras (310 m) y el Morro de la Cueva (362 m). En este sector no sólo están bien representadas todas las facies de gabros que afloran en la intrusión de Los Molinos, sino que además es posible establecer una cierta estructuración interna de las mismas, así como establecer las relaciones de corte entre los diferentes tipos de diques que los cortan.

**Figura II.3**

Panorámica, tomada desde el volcán de Tirafe hacia el Norte, de la parte Sur del sector de Morro Negro.

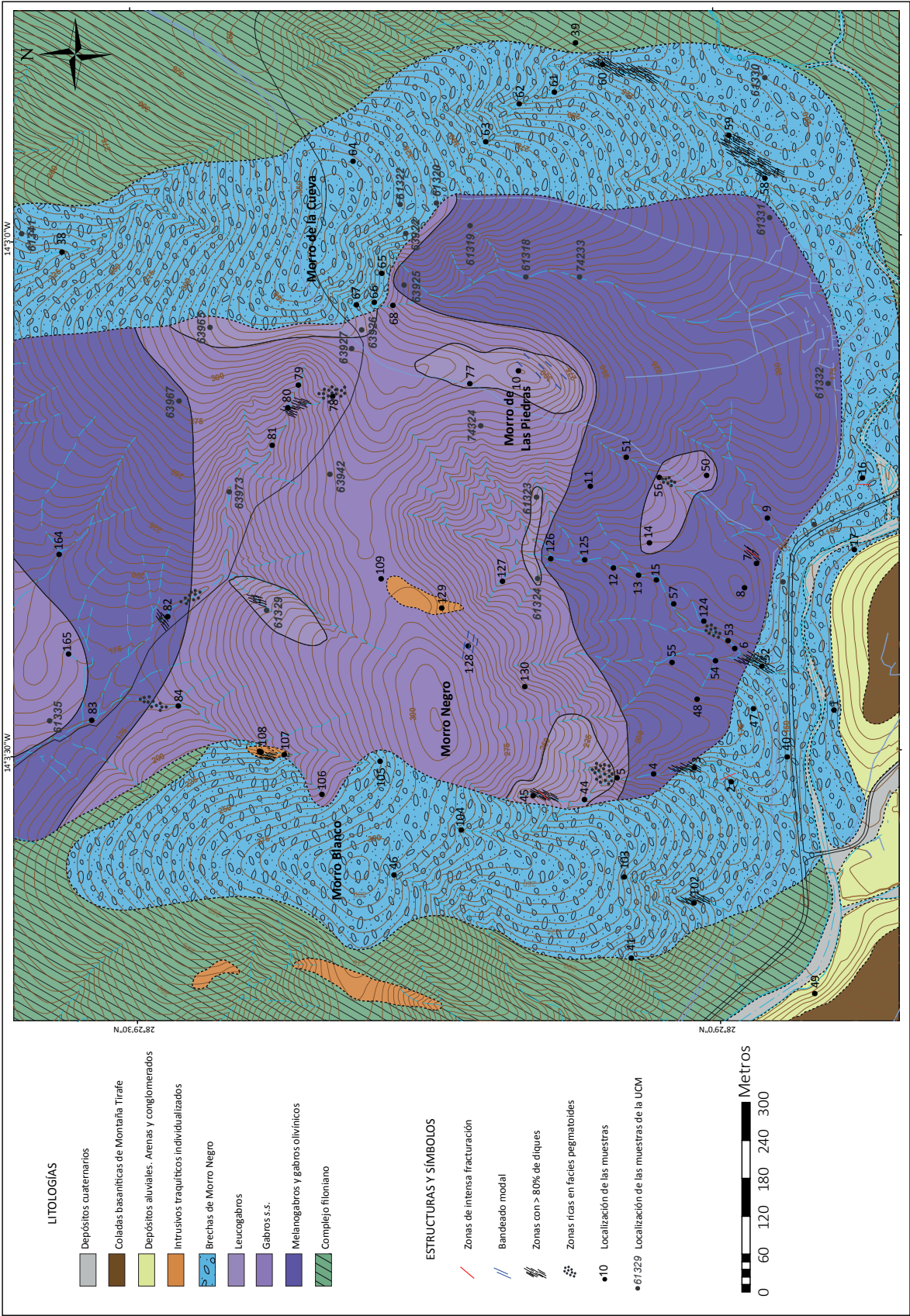
Se ha realizado una cartografía detallada de este sector (Fig. II.4) con el fin de poder individualizar las diferentes litologías de gabro que afloran en él. Debido a la mala continuidad que en muchos casos presentan los afloramientos, casi siempre limitados a las zonas de barranco, y al paso gradual de unas facies a otras, la litología representada en el mapa corresponde a la litología dominante en una determinada zona, de tal manera que se han representado, por ejemplo, leucogabros, cuando esta es la facies claramente predominante en el área cartografiada.

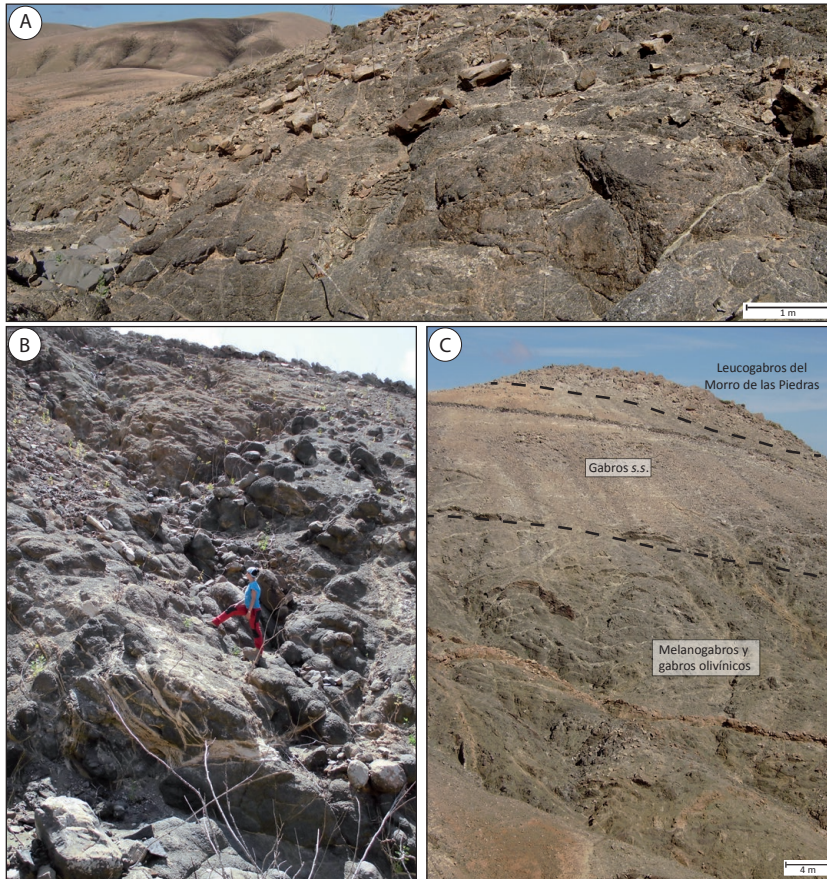
En este sector, se han distinguido cuatro unidades litológicas: 1) melanogabros y gabros olivínicos, 2) gabros s.s., 3) leucogabros y 4) brechas, además de materiales recientes como coladas basálticas o sedimentos cuaternarios. En algunas zonas, además se ha señalado en la cartografía la abundancia local de facies pegmatoides, generalmente de gabros s.s., aunque ocasionalmente pueden aparecer facies anfibólicas en estas zonas.

Generalmente, las partes bajas de la intrusión están ocupadas por gabros melanocráticos (Fig. II.5A) que pasan gradualmente hacia las partes altas a gabros s.s. (Fig. II.5B) y finalmente leucogabros (Fig. II.5C). Estos últimos aparecen como pequeños parches en las partes más altas de la intrusión o cerca del contacto con las brechas.

Los melanogabros y gabros olivínicos presentan una potencia total máxima de afloramiento visible de unos 100m. Se encuentran generalmente en las partes bajas de los barrancos y suelen presentar un aspecto masivo y un grado alteración desde moderado a alto, siendo difícil su muestreo (Fig. II.6A). Están formados principalmente por piroxeno y olivino con escasa plagioclasa y tienen texturas de grano grueso a medio donde pueden aparecer grandes cristales de





**Figura II.5**

Aspectos de afloramiento general de las facies de gabro del sector de Morro Negro. A) En primer plano, gabros olivínicos en las partes bajas del barranco del Agua Fría, NW del sector de Morro Negro. Al fondo se observa la montaña de Salinas, sector de Molinos. B) Afloramiento de gabros s.s. en la zona central del sector de Morro Negro. C) En las partes bajas de la imagen se observan las facies de melanogabros y gabros olivínicos atravesados por diques en la zona central del sector de Morro Negro, que hacia las partes altas pasan gradualmente a gabros s.s. y finalmente leucogabros.

piroxeno y/u olivino (Fig. II.6B). Su contacto con las facies de gabro s.s. es gradual y está fundamentalmente marcado tanto por la disminución del tamaño de grano como por el descenso drástico de la cantidad de olivino.

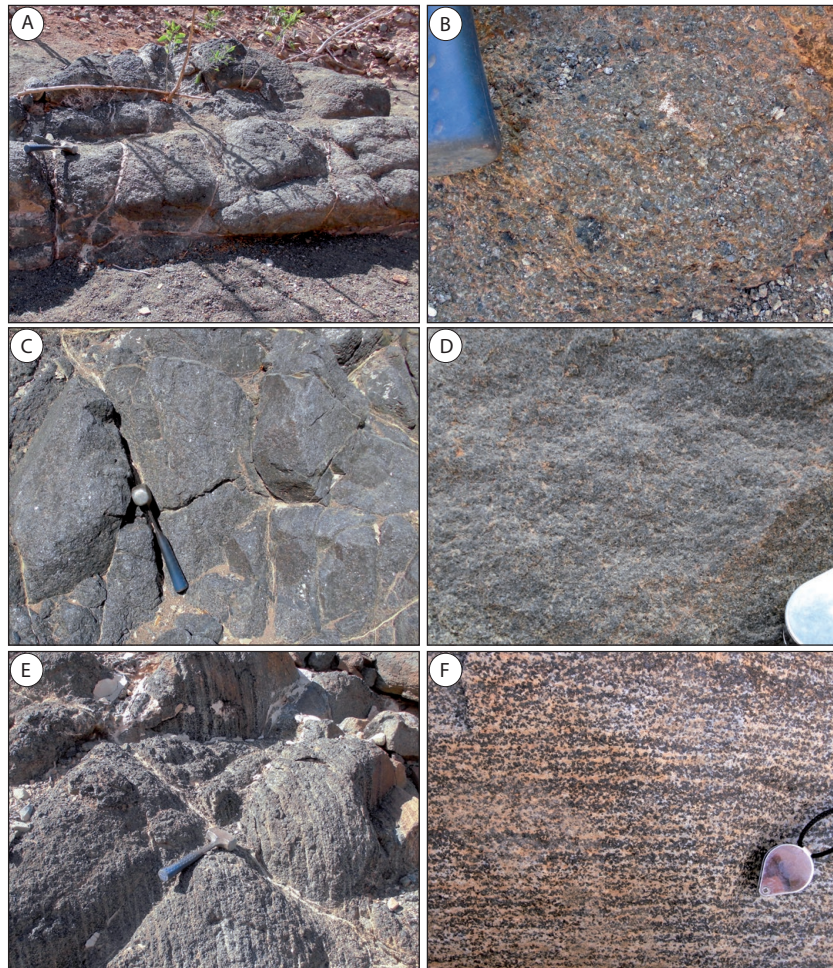
Los gabros s.s. ocupan las partes centrales de este sector con una potencia de afloramiento similar o ligeramente inferior a la de la facies melanocráticas y presentan frecuentemente disyunción en bolos (ver Fig. II.5B). Presentan texturas de grano medio y están formados principalmente por piroxeno y plagioclasa, normalmente sin olivino, y cuando éste aparece es escaso (Fig. II.6C y II.6D). En algunos puntos, como por ejemplo el punto 128 en el mapa, presentan un bandeo modal uniforme micro-rítmico, en el que alternan bandas ricas en plagioclasa y bandas ricas en piroxeno de espesor regular (1-2 cm) y alineadas en dirección 090°-100° con buzamientos subverticales (Fig. II.6E).

Los leucogabros aparecen entre los gabro s.s., formando cuerpos métricos de potencia mucho menor (máximo 25 m), y están situados en las partes más altas y áreas del borde de la intrusión. Son, por lo general, de morfología alargada, con su eje más largo casi siempre en dirección N-S o NE-SW y con menor frecuencia en dirección prácticamente perpendicular (ver Fig. II.4). Presentan texturas de grano medio a fino y están, por lo general, poco alterados. Están formados



**Figura II.6**

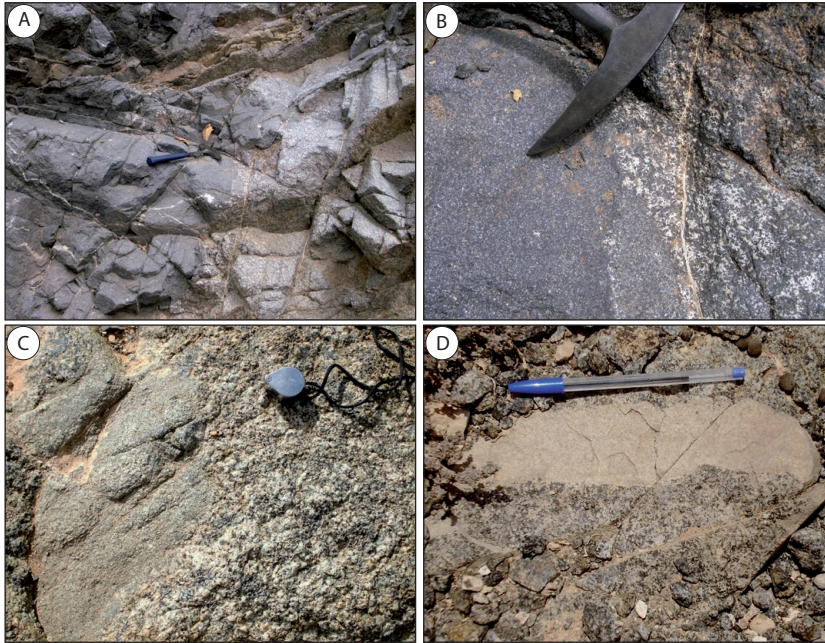
Aspecto en afloramiento y de *visu* de las diferentes facies de gabro que afloran en el sector de Morro Negro. A) Aspecto típico de afloramiento de las facies de gabro melanocrático, donde se puede observar la incipiente alteración en capas de cebolla. B) Aspecto típico de *visu* de las facies de gabro melanocrático, presentando tonalidades anaranjadas debidas a la alteración del olivino y grandes cristales de piroxeno. C) Aspecto típico de afloramiento de las facies de gabro s.s. D) Aspecto de *visu* de las facies de gabro s.s. de grano medio. E) Gabros s.s. con bandeo modal. F) Facies de leucogabro con bandeo modal.



principalmente por plagioclasa y piroxeno y sin olivino. Al igual que sucede en las facies de gabro s.s., esta facies de leucogabro pueden presentar bandeo modal formado por bandas regulares de entre 1 y 2 cm, ricas en piroxeno y ricas en plagioclasa alineadas en direcciones que varían desde N-S hasta 050° (Fig. II.6F).

La facies de gabros pegmatoides aparecen localmente (ver Fig. II.4) en cuerpos irregulares de pequeño tamaño, aunque en ocasiones pueden alcanzar 7-10 metros de extensión. Estos cuerpos son frecuentes, aunque no exclusivos, en las zonas de contacto entre las distintas facies de gabros. Ocasionalmente, como por ejemplo en los puntos 5 y 162 de la figura II.4, estas facies pegmatoides suelen aparecer asociados a pequeñas masas también irregulares de gabros anfibólicos de grano medio-fino, que presentan contactos graduales con los gabros melanocráticos y/o gabros s.s., lo cual indica proximidad temporal entre todos estos tipos de litologías (Fig. II.7A). Composicionalmente, presentan plagioclasa abundante y cristales de hasta 5 centímetros de longitud principalmente de piroxeno (Fig. II.7B y II.7C).

En todas las facies de gabro descritas arriba, más comúnmente en las facies de gabro s.s. y leucogabro, pueden aparecer venas félsicas que cortan al gabro de entre 3 y 7 cm de espesor, las cuales presentan poca

**Figura II.7**

Detalles texturales de las facies pegmatoides y venas félsicas asociadas a los gabros del sector de Morro Negro. A) Afloramiento de las facies de gabbro anfibólico. A la derecha de la imagen, facies leucocráticas de grano grueso que intruyen en los gabros anfibólicos (abajo-izquierda de la imagen) en forma de venas. Ambos, cortados por diques máficos afaníticos (arriba-izquierda de la imagen). B) Detalle del contacto entre las facies de gabbro anfibólico y las facies leucocráticas de grano grueso. C) Gabros s.s. englobado por facies pegmatoides. D) Venas félsicas de poca continuidad lateral cortando a facies de gabbro s.s.

continuidad lateral (0.5-1.5 m). Están compuestas principalmente por feldespatos y presentan pocos minerales máficos (Fig. II.7D).

En general, la proporción de diques que cortan a las facies de gabros varía de entre el 10 y el 25 % de afloramiento, aunque aparecen pequeñas zonas formadas por más del 80 % de diques, incluso alcanzando hasta el 100 % del afloramiento. Estas zonas se han representado en el mapa de la figura II.4 con líneas negras que muestran a grandes rasgos la dirección predominante de los diques. Composicional y texturalmente, se han diferenciado en seis tipos de diques: 1) diques porfídicos, con grandes fenocristales de olivino y/o piroxeno; 2) diques basálticos microgranudos, que pueden tener abundante mica; 3) diques basálticos afaníticos o con escasos cristales de plagioclasa de entre 0.5 y 1 mm, en una matriz muy oscura; 4) diques porfídicos con grandes fenocristales de plagioclasa; 5) diques verdosos y afaníticos de composición traquibasáltica y 6) diques traquíticos. Los diques más abundantes son de los de tipo 1, 2 y 3 los cuales tienen una potencia individual de unos 60 cm.

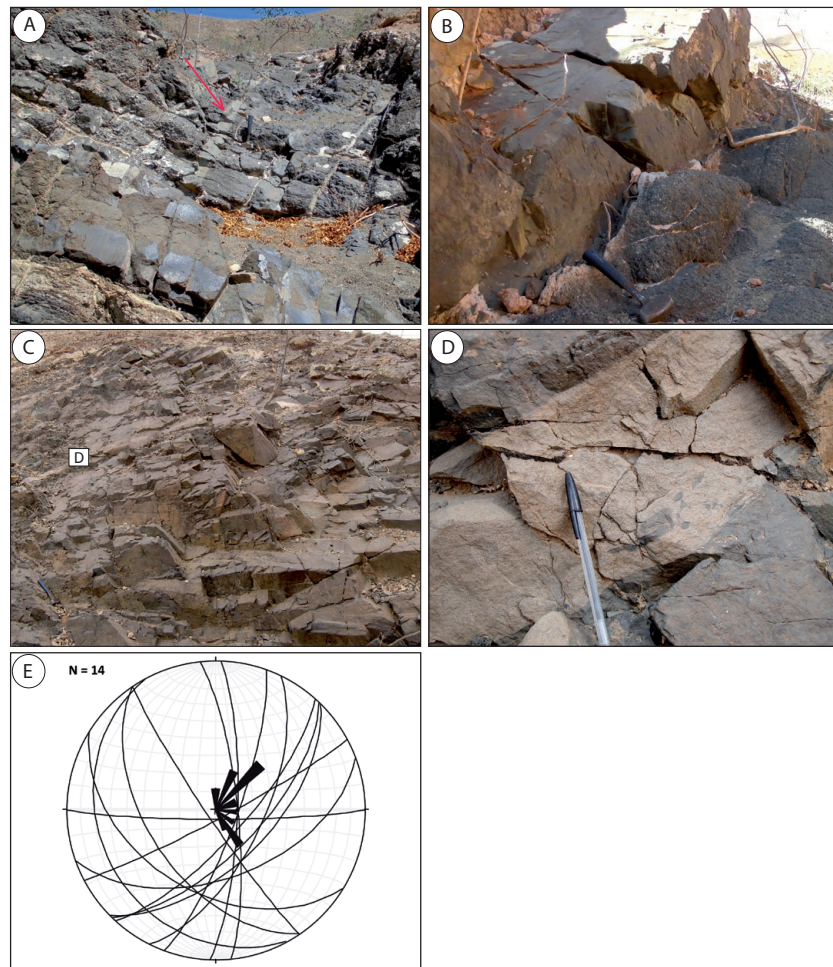
Los diques porfídicos con olivino y/o piroxeno y los diques microgranudos presentan con frecuencia contacto gradual sin bordes enfriados con los gabros, llegando a constituir, en el caso de los porfídicos, masas métricas, más frecuentes hacia las zonas en las que predominan las facies de gabbro s.s., o en las zonas próximas a algunos cuerpos de leucogabros, como al Sur del Morro de las Piedras.

Los diques de tipo 3, basálticos afaníticos, suelen cortar a los tipos anteriores (Fig. II.8A) y presentan, a su vez, contactos netos aunque sin bordes enfriados con los gabros (Fig. II.8B). En algunos puntos forman prácticamente el 100 % de afloramiento (Fig. II.8C), siempre cortados por venas félsicas de 10-30 cm de potencia y de hasta 3 m de longitud.



**Figura II.8**

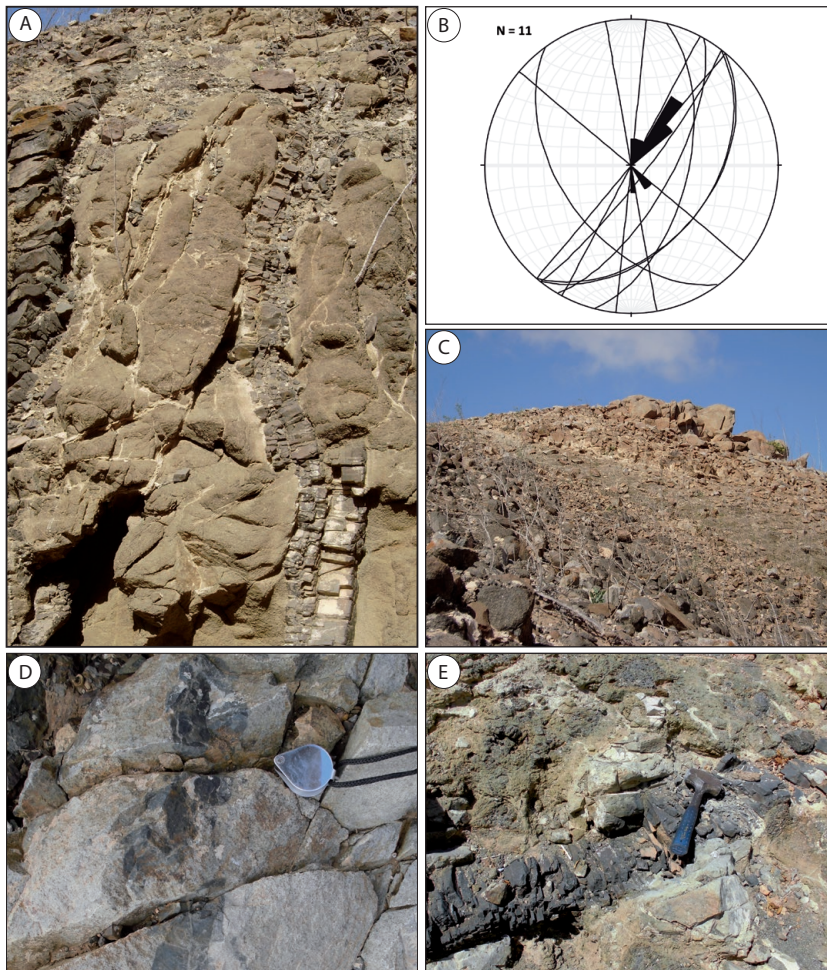
Aspecto de afloramiento de los diques que cortan a los gabros en el sector de Morro Negro. A) En el primer plano de la imagen se observa un traquibasáltico con borde enfriado cortando a las facies de gabbro s.s. y a los diques basálticos microgranudos de la parte superior de la imagen. Ambos, cortados por venas félsicas (flecha roja). B) Dique basáltico afanítico que corta a las facies melanocráticas. C) Afloramiento de 100 % diques en el barranco de Majada Larga, al Sur del sector de Morro Negro. Está formado principalmente por diques basálticos afaníticos cortado por venas félsicas. D) Detalle de venas félsicas. Se observa cierta brechificación, donde las venas engloban pequeños fragmentos de diques máficos. E) Proyección estereográfica de los diques de tipo 1, 2 y 3.



Estas venas, en muchos casos brechifica a los diques afaníticos, englobando fragmentos de ellos (Fig. II.8D).

Las direcciones de los tres tipos de diques descritos arriba son: una, principal,  $046^\circ$  y otra, algo más subordinada,  $145^\circ$ , ambas con buzamientos desde subverticales hasta  $60-70^\circ$ , al noroeste y suroeste respectivamente (Fig. II.8E).

A su vez, todo el conjunto de diques 1, 2 y 3 es cortado por una proporción mucho menor de diques y venas más diferenciados, que incluyen: diques verdosos afaníticos de aspecto traquibasáltico (Fig. II.9A), diques de basalto plagioclásico (con abundancia de fenocristales centimétricos de plagioclasa), diques de traquita y venas sieníticas de grano fino. Estos diques tienden a ser más abundantes hacia las partes altas de la intrusión y los traquíticos llegan a tener potencias métricas. En conjunto, presentan direcciones en torno a  $040^\circ$  y buzamientos de unos  $50-60^\circ$  al NW (Fig. II.9B), aunque también aparecen como direcciones subordinadas N-S, correspondiente sobre todo al cortejo de venas sieníticas y, en mucha menor medida, la dirección en torno a  $130^\circ$ . Las relaciones de corte entre ellos siempre indican inyección en el orden: traquibasaltos – basaltos plagioclásicos – traquitas.

**Figura II.9**

Aspecto de afloramiento de los diques que cortan a los gabros en el sector de Morro Negro. A) Diques traquibasálticos cortando a facies alteradas de gabro s.s. Son diques sinuosos que muestran buzamiento subvertical. B) Proyección estereográfica de los diques de tipo 4, 5 y 6. C) Vista lateral de un pequeño pitón traquítico en la zona central del sector de Morro Negro. D) Dique de traquita que engloba pequeños fragmentos de diques basálticos afaníticos. E) Dique basáltico afanítico que está cortando a un dique traquítico.

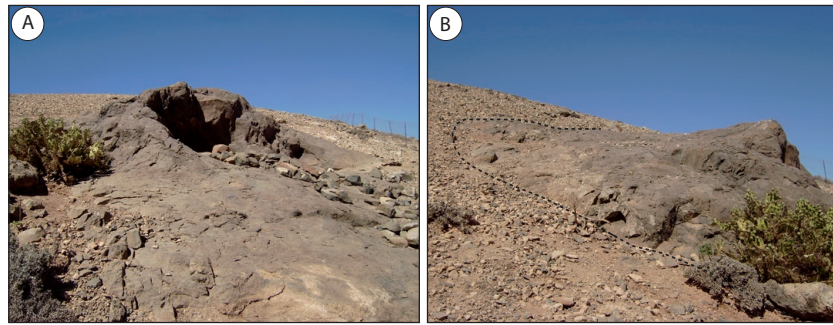
Las traquitas aparecen desde en diques aislados que cortan a los gabros o a otros diques, hasta en enjambres de extensión importante e incluso pequeños pitones (punto 129, ver mapa de la figura II.4) (Fig. II.9C). Los diques aislados con frecuencia engloban fragmentos de su encajante, ya sea éste de diques basálticos afaníticos (Fig. II.9D) o de gabro, de manera similar a la observada para el cortejo de venas félsicas presentes en toda la intrusión, y en algún punto presentan bordes enfriados con el gabro. Sin embargo, en otras zonas, los diques de traquita son cortados por diques basálticos afaníticos (Fig. II.9E), lo cual sugiere que existen varios momentos de emplazamiento de traquitas.

En las áreas periféricas W, E y S de este sector de Morro Negro, aparecen afloramientos de materiales fragmentarios (brechas), cuyo contacto con los gabros nunca se observa, estando éste ocupado por afloramientos de 100 % diques o cubierto por derrubios de ladera. Esta brecha, brecha de Morro Negro, presenta una potencia general que va desde los 80 hasta los 200 m. En la zona sur del sector, las brechas aparecen en pequeñas masas métricas entre los diques. En las zonas oriental y occidental, sin embargo, los barrancos presentan predominio de diques en las partes bajas (afloramientos de 100 % diques) y a partir



**Figura II.10**

A y B: Vistas frontal y lateral de cuerpo de brechas que aflora en el Morro de la Cueva. El contorno en línea discontinua limita el cuerpo e indica que éste parece tener forma elongada.



de los 200 m de cota, comienzan a aparecer trozos de brecha entre los diques mencionados, que más arriba constituyen cuerpos bien definidos, sin diques. En las cotas más altas (Morro de la Cueva), la brecha forma cuerpos tabulares alargados, similares a planchas, que dan algo de resalte en los barrancos dado que se trata de brechas consolidadas (Fig. II.10A y II.10B).

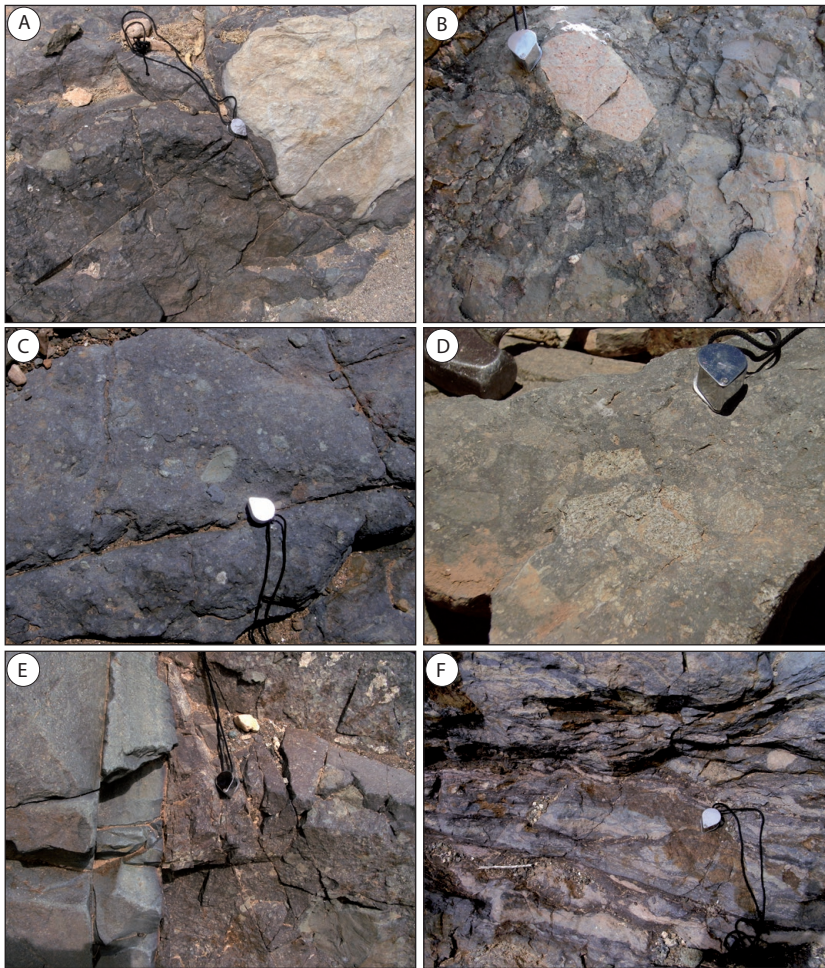
La brecha que forma estos cuerpos es polimíctica, matriz-soportada, consolidada y mal seleccionada, con un porcentaje importante de fragmentos, en torno al 70 %. Los fragmentos se distribuyen de manera caótica, sin ningún tipo de orientación y son de tamaños muy variados, desde milimétricos hasta 0.5 m, aunque la moda de estos fragmentos suele estar entre los 2 y 10 cm. La forma de los fragmentos es generalmente subredondeada, aunque en algunas partes de la brecha pueden presentar una angulosidad algo mayor (Fig. II.11A a II.11D). En cuanto a composición, son abundantes los fragmentos de traquita, y en menor proporción también aparecen fragmentos de diques máficos afaníticos así como fragmentos de gabros (Fig. II.11D). La matriz es compacta y afanítica, de coloración oscura, verdosa o liliácea.

Al igual que los gabros, la brecha está cortada por diques, principalmente de composiciones basálticas afaníticas, traquibasálticas y, en menor proporción traquíticas, con direcciones que varían desde N-S hasta 020°-050°. Estos diques están cortados por diques de composición similar a los anteriores y que aparecen en muy poca proporción, con dirección 115° – 130°, todos ellos con buzamientos subvertical. El contacto entre dique y brecha es sinuoso pero bien definido, y los diques muestran bordes enfriados (Fig. II.11E).

De manera esporádica, aparece en la brecha una pequeña zona de deformación dúctil (punto 2 en el mapa de la figura II.4), donde los fragmentos que constituyen la brecha están estirados en una dirección 156° (Fig. II.11F).

### II.3.- EL SECTOR DE MOLINOS

La intrusión continúa desde el sector de Morro Negro hacia el norte, donde está cubierta por las coladas pliocenas de la Montaña Bermeja.

**Figura II.11**

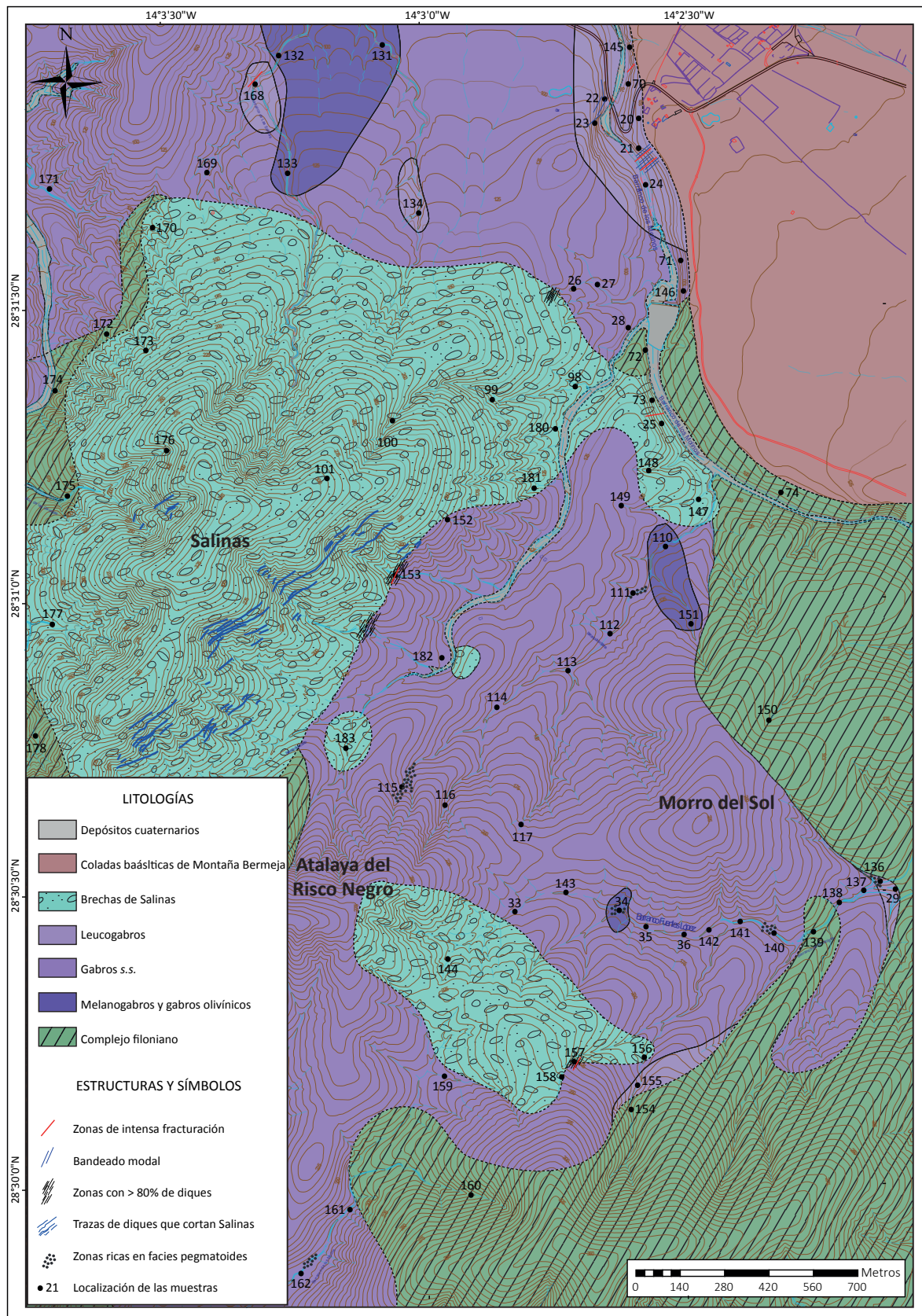
Aspecto en afloramiento de la brecha que rodea al gabro en el sector de Morro Negro. A) En esta imagen se observa la heterogeneidad que muestran los fragmentos de la brecha en relación al tamaño. A la derecha de la imagen, un fragmento traquítico subredondeado de unos 50 cm en su lado más largo. A la izquierda, pequeños fragmentos traquíticos. B) En esta imagen se observa la heterogeneidad que muestran los fragmentos de la brecha en relación a la angulosidad. Arriba a la derecha, fragmento traquítico subredondeado y abajo a la izquierda, fragmento traquítico subangular. C) Fragmentos traquíticos y basálticos envueltos en una matriz compacta afanítica de tonalidad lilíacea. D) Fragmentos de gabro en la brecha. E) Dique traquibasáltico cortando a la brecha, el cual presenta bordes de enfriamiento. F) Deformación dúctil observada en la brecha

Al igual que en el sector de Morro Negro, aquí, las facies de gabro, con distinta composición y textura, han sido separadas de acuerdo con su abundancia (Fig. II.12).

En este sector, la facies predominante es la de gabros s.s., mientras que las facies de melanogabros y gabros olivínicos están peor representadas, alteradas y en general restringidas a las partes más bajas de los barrancos. Las facies de leucogabro aparecen frecuentemente en las zonas de contacto con el enjambre de diques y, como en el sector de Morro Negro, en cuerpos elongados casi siempre en dirección aproximada N-S y que, sólo en el caso del cuerpo localizado en el barranco de Los Molinos, adquieren un tamaño importante (prácticamente kilométrico en su dimensión mayor). La proporción de diques en este sector es del 10-15 % apareciendo áreas donde esta proporción puede alcanzar más del 80 %. Los relieves más altos están ocupados por la brecha de Salinas, la cual puede alcanzar hasta 3.5 Km<sup>2</sup> de afloramiento.

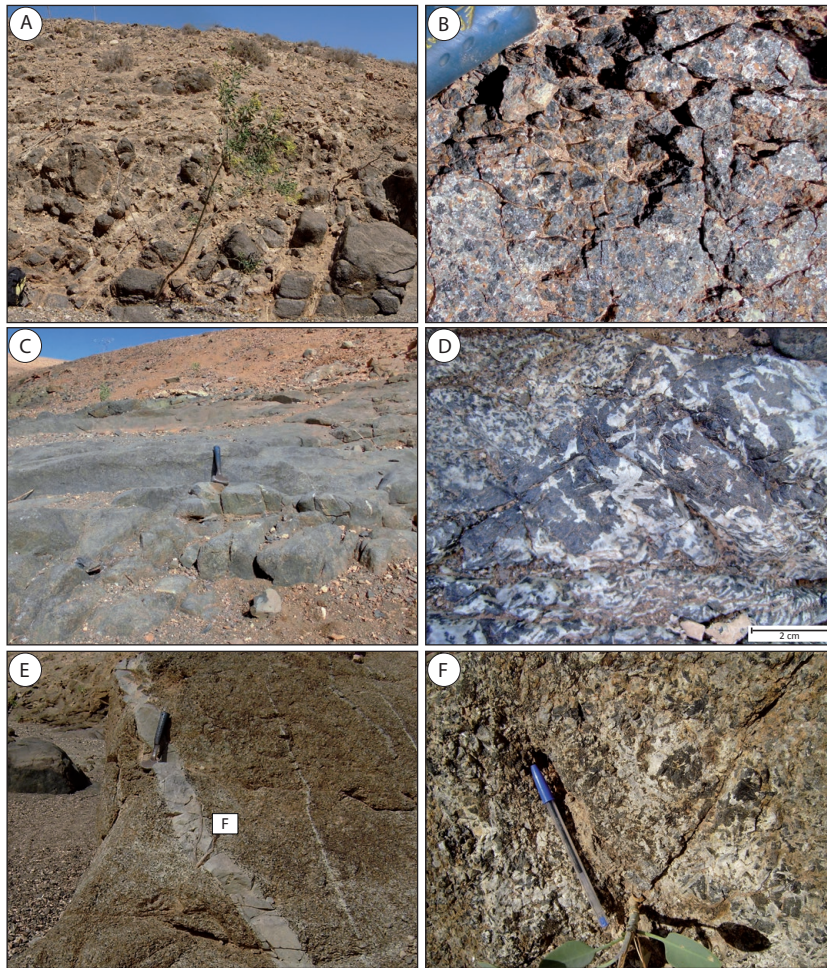
Las facies de gabro diferenciadas en este sector han sido las mismas que en el sector de Morro Negro. Los melanogabros y gabros olivínicos son gabros de grano grueso y presentan un grado de alteración elevado con tonalidades anaranjadas debido a la alteración del olivino (Fig.



**Figura II.12**

Mapa geológico del sector de Molinos, al norte de la intrusión de Los Molinos.



**Figura II.13**

Aspectos de afloramiento de las diferentes facies de gabros en el sector de Molinos. A) Aspecto general de los afloramientos de las facies melanocráticas, al Norte del sector de Molinos. B) Detalle de las facies de gabro melanocrático de grano grueso con olivino alterado. C) Afloramiento de facies de gabro s.s. de grano medio al Sur del sector de Molinos. D) Detalle de las facies pegmatoides de gabro s.s. en la parte central del sector de Molinos. E) Venas félsicas cortando a gabros s.s. de grano grueso en la parte Sur del sector de Molinos. F) Detalle de facies pegmatoides relacionadas con las venas félsicas.

II.13A y Fig. II.13B).

Los de gabro s.s. son, en general, de grano medio, aunque presentan mayor variación textural que en el sector de Morro Negro, de modo que en pocos metros de afloramiento es común observar tamaños de grano que van desde grano fino a facies de grano grueso (Fig. II.13C), e incluso pueden desarrollarse zonas con textura pegmatoides. Estos últimos suelen localizarse en las partes más altas de los barrancos, donde en ocasiones forman cuerpos de hasta 100 m de longitud (Punto 115, mapa), con variación textural igualmente desde grano medio a grueso en pocos centímetros y con orientación de flujo de sus cristales de plagioclasa (Fig. II.13D).

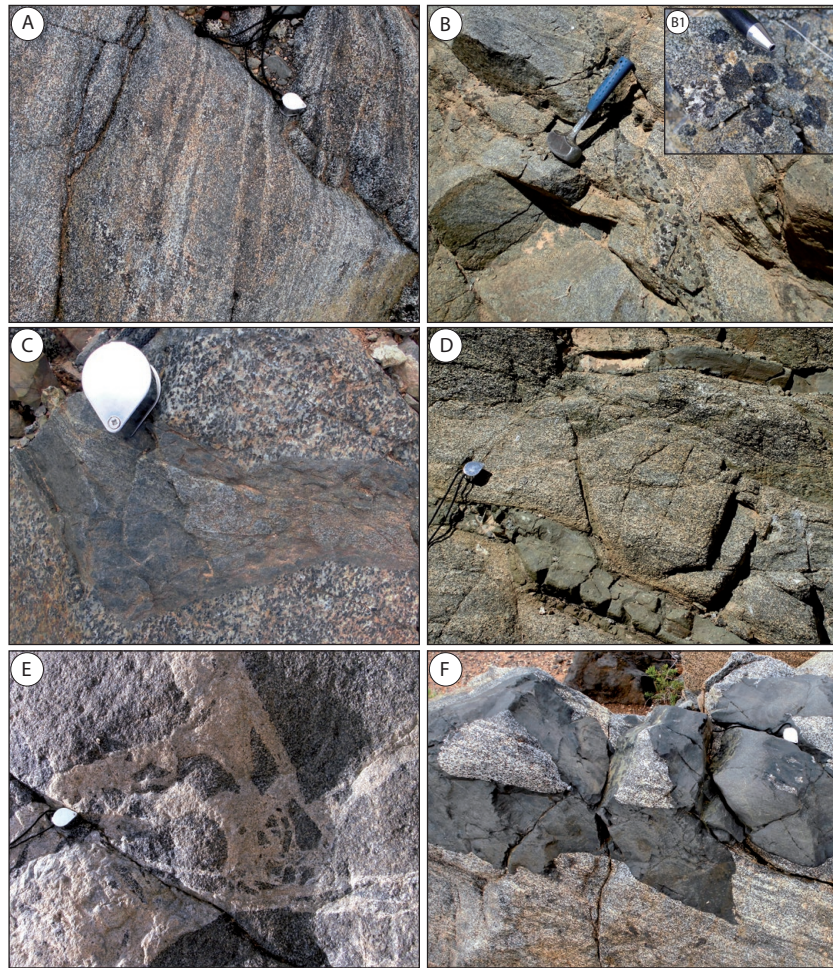
La proporción de venas félsicas que cortan a los gabros, (principalmente a las facies de gabro s.s.), en este sector es mayor que en el sector de Morro Negro. Aquí, las venas varían de potencia desde pocos milímetros hasta 10 cm, con gran extensión lateral, alcanzando hasta los 7 m de longitud (Fig. II.13E). Son venas de textura microsienítica y presentan una estrecha relación con la facies de gabro pegmatoides, englobando a veces partes de la misma (Fig. II.13F).

Las facies de leucogabro presentan texturas de grano medio a fino, y



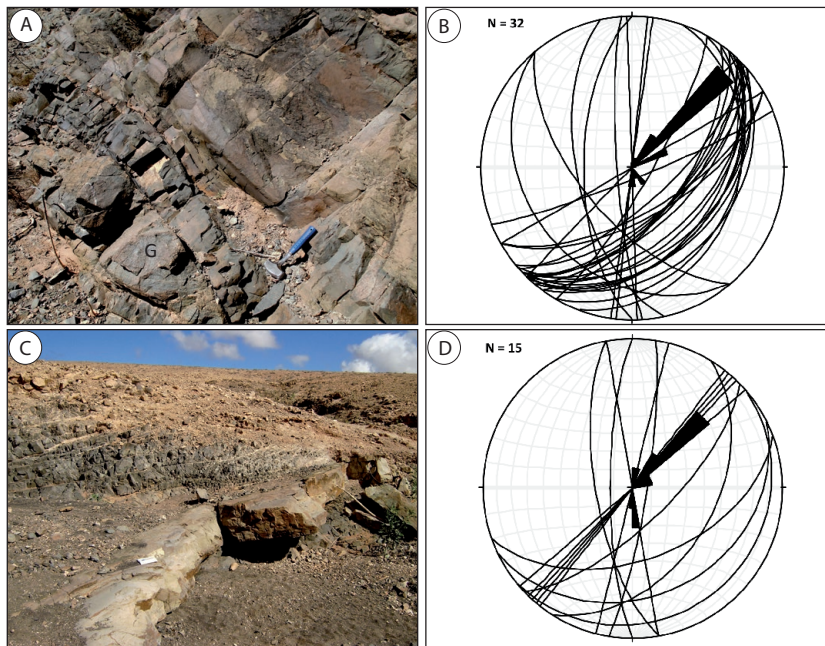
**Figura II.14**

Aspectos de afloramiento de las facies de leucogabro en el sector de Molinos. A) Bandeo modal donde alternan bandas ricas en plagioclasa y bandas ricas en piroxeno. B) Venas porfídicas anfibólicas que cortan al bandeo de los leucogabros. B1) Detalle de los grandes cristales de anfíbol los cuales están rodeados por cristales orientados de plagioclasa. C) Enclave de dique máfico afanítico en leucogabros al norte del barranco de Los Molinos. D) Pequeña zona de cizalla que afecta tanto a leucogabro como a los diques máficos afaníticos que los cortan. E) Vena félsica que brechifica a leucogabro. F) Dique máfico afanítico que brechifica a leucogabro.



en ocasiones, desarrollan, al igual que en el sector de Morro Negro, aunque de manera más pronunciado en este sector, un bandeo modal regular micro-rítmico con bandas de entre 2 y 3 cm donde alternan bandas ricas en plagioclasa y bandas ricas en piroxeno (Fig. II.14A). Estas bandas presentan direcciones de  $028^{\circ} - 054^{\circ}$  con buzamientos de  $60^{\circ} - 80^{\circ}$  NW. Asociadas a esta facies leucocrática, aparecen pequeñas bolsadas o venas con textura aparentemente porfídica, en la que destacan grandes cristales (1-2 cm) de anfíbol en una matriz de grano medio a fino formada por principalmente por plagioclasa. Estas venas sinuosas tienen aproximadamente 3 m de longitud y anchura variable. En ocasiones aparecen paralelas a la dirección del bandeo modal observado en los leucogabros y otras veces a favor de fracturas que lo cortan (Fig. II.14B). Al detalle, se observa que la matriz de estas venas es un leucogabro de grano fino y los grandes cristales de anfíbol, junto con otros de tamaño también importante de plagioclasa, parecen formar parte de pequeñas cavidades similares a cavidades miarolíticas (Fig. II.14B1).

Es común, además, encontrar enclaves de diques máficos afaníticos en el interior de los leucogabros, indicando contemporaneidad entre ellos, los cuales pueden ser fragmentos subredondeados o subangulares (Fig.

**Figura II.15**

Aspecto de los diques que cortan a los gabros en el sector de Molinos. A) Dique máfico afanítico que corta a las facies de leucogabro bandeado en la parte NE del sector de Molinos. B) Proyección estereográfica de los diques máficos afaníticos del sector de Molinos. C) Sistema de diques máficos, parte superior de la imagen, cortados por diques con dirección similar y menor buzamiento, en este caso, dique traquítico, primer plano de la imagen, en la parte central del sector de Molinos. D) Proyección estereográfica de los diques traquibasálticos, plagioclásicos y traquíticos del sector de Molinos.

II.14C). La proporción de diques que corta a estas facies leucocráticas es escasa. Suelen ser diques máficos afaníticos, en ocasiones afectados por pequeñas fracturas de componente normal (Fig. II.14D). Por otro lado, estos leucogabros bandeados aparecen comúnmente cortados por venas félsicas que incluso pueden brechificar al gabro (Fig. II.14E) y por una nueva inyección de diques máficos que engloba fragmentos de leucogabro, y es por tanto, posterior a estos (Fig. II.14F).

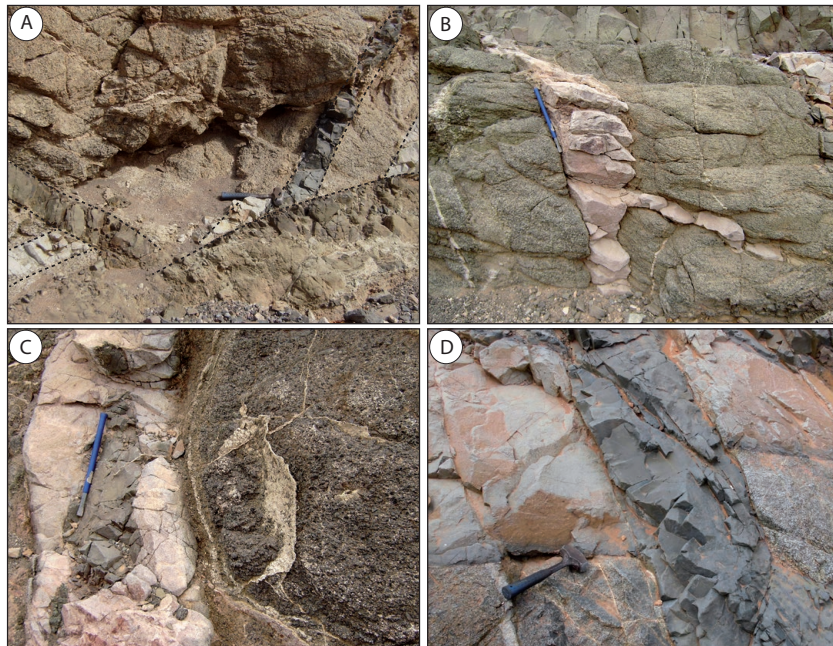
Los diques que cortan a las distintas facies de gabros en el sector de Molinos presentan composiciones y relaciones de corte similares a las descritas en el sector de Morro Negro. Así, los diques más abundantes son máficos y afaníticos (Fig. II.15A), que a veces presentan partes centrales porfídicas con fenocristales de 2-3 mm de olivino y piroxeno. Estos diques presentan contactos netos con los gabros y direcciones entre  $028^{\circ}$  y  $052^{\circ}$ , aunque la dirección más común es la de  $040^{\circ}$  (Fig. II.15B). Sus buzamientos varían desde  $48^{\circ}$  a  $68^{\circ}$ , principalmente hacia el W. Esta familia de diques y los gabros a los que intruyen, se encuentran cortados por otra familia de diques (Fig. II.15C) que aprovecha las mismas direcciones (Fig. II.15D) y presenta buzamientos desde subhorizontales (correspondientes a cuerpos tipo *sill*), hasta subverticales. Esta familia incluye composiciones progresivamente más diferenciadas, en la misma secuencia de corte que la observada en el sector de Morro Negro: traquibasaltos – basaltos plagioclásicos – traquitas.

Los diques de traquibasalto con frecuencia se observan cortando netamente, sin bordes enfriados, a gabros y venas félsicas (Fig. II.16A y II.16B). En otras ocasiones, fragmentos de estos diques, o incluso fragmentos de diques máficos afaníticos, aparecen englobados en las venas félsicas. (Fig. II.16C).



**Figura II.16**

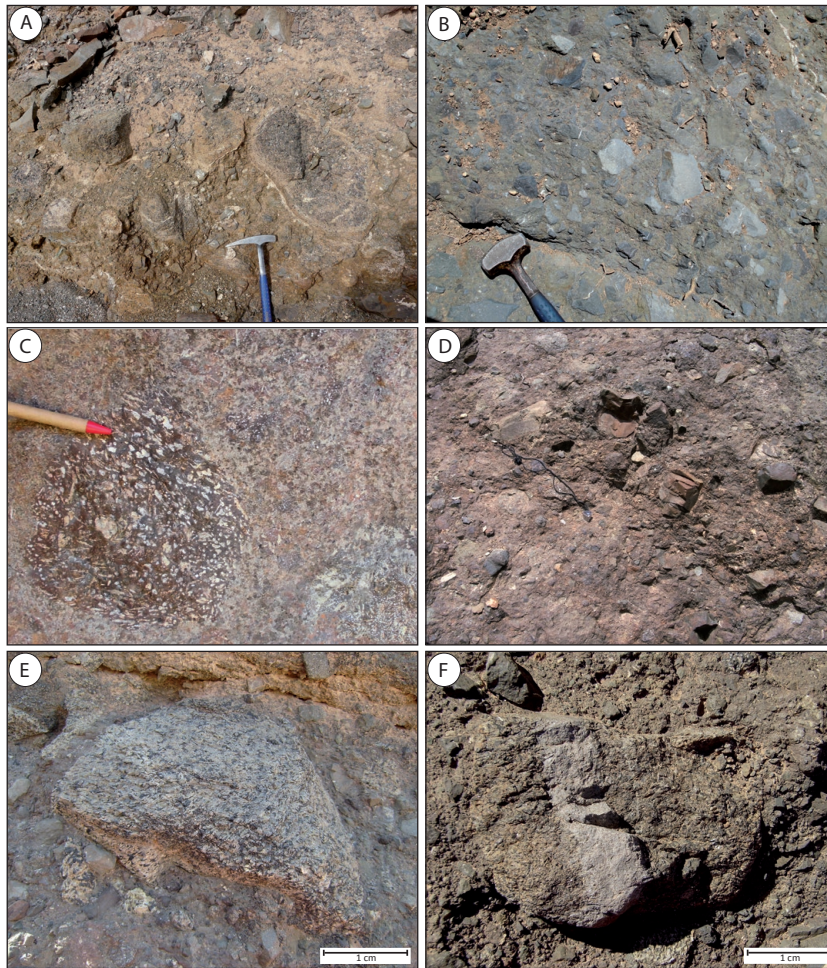
Aspecto de los diques que cortan a los gabros en el sector de Molinos. A) Diques traquibasálticos que cortan a diques máficos afaníticos y venas félsicas. Todos ellos cortando a las facies de gabro s.s. en la parte central del sector de Molinos. B) Diques traquisieníticos, primer plano de la imagen, cortados por un dique traquibasáltico, arriba de la imagen. C) Fragmento de dique traquibasáltico incluido en dique traquítico, ambos cortando a gabros s.s. D) Dique basáltico afanítico que corta a un dique de traquita. La traquita presenta borde enfriado con el gabro.



Los diques de basalto plagioclásico suelen cortar a los diques traquibasálticos y son a su vez cortados por diques traquisieníticos. Este tipo de diques plagioclásicos presenta cierta variación de composición, desde tipos algo más máficos con gran abundancia de fenocristales, hasta tipos más diferenciados con menor cantidad de plagioclasas centimétricas. Las traquitas son mucho menos abundantes en este sector que en el de Morro Negro y su afloramiento se reduce a diques y algunos pequeños *sills* hacia la zona sur del sector de Los Molinos (ver Fig. II.15D). Al igual que en el sector de Morro Negro, parecen existir varios momentos de emplazamiento de estos diques traquíticos, ya que algunos presentan bordes enfriados con los gabros y otros no. Tanto los diques de basalto plagioclásico como los diques traquíticos están cortados por diques máficos afaníticos (Fig. II.16D).

En este sector aparecen dos grandes cuerpos de materiales fragmentarios (brecha de Salinas): uno, en las proximidades de la Atalaya del Risco Negro y otro en la Montaña de Salinas y barranco de Los Molinos (ver mapa de la figura II.12). Ambos tienen forma de elipses, con sus ejes más largos dispuestos en dirección aproximada 130° para el primero y 030° para el segundo.

Se trata de brechas con gran abundancia de fragmentos, aunque de tipo matriz-soportado. Los fragmentos varían en tamaño desde 2 mm hasta 1 m, con moda entre 3 y 18 cm, y en morfología desde subredondeados, los más abundantes, hasta subangulares (Fig. II.17A y II.17B). Son brechas polimícticas, con incluso mayor variedad de composiciones en sus fragmentos que en el sector de Morro Negro. Estos tipos de fragmentos incluyen: 1) lavas muy vesiculares y alteradas con rellenos de calcita (Fig. II.17C), 2) diques máficos afaníticos (Fig. II.17D) y 3) diques de basalto plagioclásico, a veces de tamaño

**Figura II.17**

Aspecto en afloramiento de la brecha de Salinas. A) Base SE de la montaña de Salinas donde aparecen grandes fragmentos subredondeados de gabros. B) En esta imagen se observa la heterogeneidad que muestran los fragmentos de la brecha en relación a la angulosidad y composición, a media altura de la montaña de Salinas. Se observan fragmentos claros de traquitas y fragmentos oscuros basálticos, en su mayoría de formas subangulosas y de manera subordinada de formas subredondeadas. C) Fragmento de lavas muy vesiculares y alteradas con rellenos de calcita en la brecha que aflora en el barranco de Los Molinos. D) Fragmentos afaníticos que, en su gran mayoría, son de composición basáltica en la brecha que aflora en el barranco de Los Molinos. E) Fragmentos de leucogabro de grano fino en la parte alta de la montaña de Salinas. F) Fragmento de gabro pegmatóide con vena félsica que lo corta en la parte alta de la montaña de Salinas.

importante, en las partes bajas de los barrancos, así como fragmentos de gabros, cuyos tamaños disminuyen desde la base a las partes altas de los barrancos que inciden la Montaña de Salinas, donde se pueden observar fragmentos de leucogabro de grano fino (Fig. II.17E) y de gabros pegmatoides, a veces de gran tamaño e incluso con venas félsicas que cortan al gabro incluidas en el mismo fragmento (Fig. II.17F). Los fragmentos de traquita, poco frecuentes en la base de la brecha, aumentan su presencia hacia las partes medias de la montaña de Salinas. La matriz de esta brecha es de color rojizo o verdoso y parece estar constituida por fragmentos de tamaño menor de 2 mm de la misma composición que los fragmentos, dando aspecto, sobre todo en la base de la montaña de Salinas, de tener una textura terrosa o arenosa, mientras que se va haciendo más compacta hacia las partes altas.

Las brechas están cortadas por una proporción de diques que varía desde el 10 hasta más del 40 % de afloramiento (Fig. II.18) y, al igual que ocurría en el sector de Morro Negro, el contacto con las facies de gabros se realiza a través de afloramientos de 100 % diques. Sólo en un punto 158, (Fig. II.12) se pudo observar un contacto más en detalle entre una masa de gabro s.s. y la brecha. Este contacto que está





**Figura II.18**

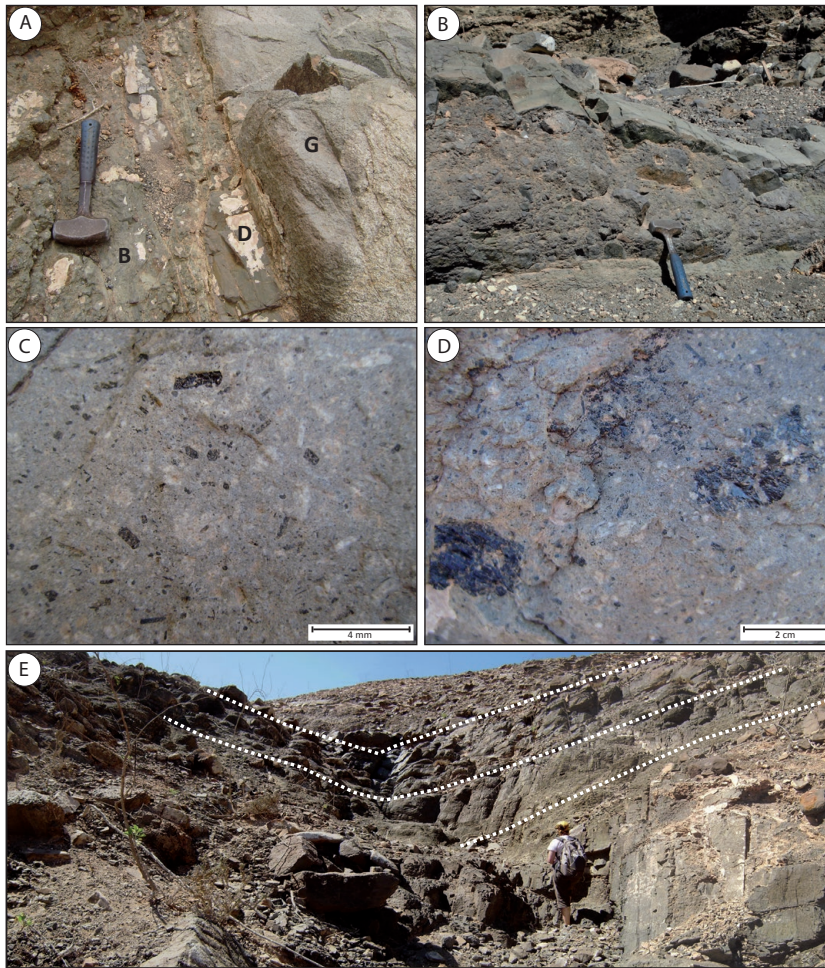
Vistas panorámicas de la brecha de Salinas donde se puede observar la proporción de diques que la atraviesan. A) Aspecto general de la brecha de Salinas en el barranco de Los Molinos. De izquierda a derecha de la imagen la proporción de diques que cortan a la brecha aumenta progresivamente hasta que, afloramientos de 100 % diques ponen en contacto la brecha de Salinas y los gabros de la intrusión. B) Panorámica de la montaña de Salinas en la que se observa la proporción, dirección y buzamiento de los diques que la atraviesan.

marcado por la intensa fracturación de un dique máfico afanítico (Fig. II.19A). Los diques que cortan a las brechas son sobre todo diques de traquibasalto (Fig. II.19B), que tienen bordes enfriados con la brecha. Hacia las partes altas de los barrancos, se hacen más frecuentes y llegan a tener potencias importantes, diques porfídicos con fenocristales de anfíbol y plagioclasa que aparecen en una matriz fina de color grisáceo (Fig. II.19C y II.19D). Culminando los barrancos y cerros del área de la montaña de Salinas, aparecen diques y *sills* de basaltos fuertemente porfídicos, con fenocristales de olivino y piroxeno, que llegan a tener gran continuidad y potencias destacables (Fig. II.19E).

## II.4.- DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En los dos sectores estudiados, sector de Morro Negro y sector de Molinos, sólo aparecen gabros, sin piroxenitas, por lo que parece que la intrusión de Los Molinos es de emplazamiento más somero que las que aparecen en otras partes de la isla, como el Plutón de Pájara o el de Milocho-Blanca, ambos ricos en cuerpos piroxeníticos (Muñoz *et al.*, 2003; de Ignacio, 2008). La intrusión de Los Molinos presenta características y litologías similares a las que aparecen en el sector de La Morena, al norte del sector de Molinos, ver Fig. II.1, y separado de éste por las coladas pliocenas de Montaña Bermeja, por lo que el sector de La Morena podría constituir la continuación hacia el Norte de la intrusión de Los Molinos.

La estructuración interna de las distintas facies de gabros observadas

**Figura II.19**

Aspectos de los diques que cortan a las brechas de Salinas. A) Zona de contacto entre la brecha (B) de Salinas y las facies de gabro s.s. (G) en la parte central del sector de Molinos. El contacto está marcado por un dique fracturado (D) que aparece entre ambas litologías. B) Dique traquibasáltico que corta a la brecha de Salinas en la parte baja meridional de la montaña de Salinas. C y D) Detalles de un dique porfídico con fenocristales de plagioclasa y anfíbol cortando a la brecha de Salinas en la parte media de la montaña de Salinas. E) Diques y sills de basaltos porfídicos, ricos en olivino y clinopiroxeno, cortando a la brecha de Salinas en la parte alta de la montaña de Salinas.

en la intrusión de Los Molinos, con el paso gradual de unas facies a otras, desde las partes bajas en el sector de Morro Negro, a las partes altas, parece relacionar estas facies genéticamente, probablemente mediante un proceso de cristalización fraccionada, desde las facies melanocráticas a las facies leucocráticas.

Las variaciones texturales, donde hay gran variedad de tamaños de grano en muy poco espacio, hacen pensar que la cristalización de estas facies está influida por la presencia y concentración local de volátiles. Esto último explicaría, por un lado, los fenómenos de brechificación del gabro por venas félsicas y, por otro, la aparición de masas pegmatoides. Estas últimas suelen localizarse en las partes más altas de los barrancos, donde en ocasiones forman cuerpos de hasta 100 m de longitud (Punto 115, mapa), con variación textural desde grano medio a grueso en pocos centímetros y con orientación de flujo de sus cristales de plagioclasa (Fig. II.13D). Tanto los cuerpos pegmatoides como los fenómenos de brechificación del gabro, son más abundantes y de mayor entidad en el sector de Molinos con respecto al sector de Morro Negro, lo que sugiere que el sector de Molinos pudiera representar partes más someras de la intrusión. Para poder confirmar todo lo anterior, se hace necesario un estudio composicional en



detalle, tanto de las facies de gabros como de las venas félsicas en ambos sectores de la intrusión, lo cual se realizará en el capítulo III.

Aunque pocas veces se han observado contactos entre las diferentes litologías que forman la intrusión de Los Molinos, es posible establecer una primera secuencia temporal de los materiales que la forman, no sólo basándonos en las relaciones de corte observadas, sino también en función de los propios materiales que forman la intrusión y los materiales que la rodean.

Galindo (1978) describe una aureola de metamorfismo térmico provocada por el emplazamiento de los gabros en el sector de Morro Negro, que afecta tanto al enjambre de diques como a las brechas, y atribuyó un origen submarino para estas últimas. Sin embargo, durante los trabajos de campo realizados para la preparación de esta tesis doctoral, no se han encontrado signos de esta aureola térmica. Además, el hecho de que estas brechas incluyan fragmentos de todos los diques que cortan a los gabros de la intrusión en el sector de Morro Negro e incluso de los propios gabros, hace pensar que su formación es posterior a las intrusiones de gabros. Para poder establecer con más exactitud el origen de estas brechas será necesario, además de las observaciones de campo realizadas aquí, la realización de un estudio textural con más detalle, por lo que el posible origen de estas brechas se discutirá en detalle en el capítulo V.

Dado que las brechas parecen ser de formación posterior a la intrusión, el encajante de ésta parece estar constituido por el enjambre de 100 % diques que aflora rodeándola. Estos diques presentan signos de alteración secundaria bastante más elevados que los propios gabros, por lo que cabe intuir que han estado expuestos a procesos de alteración durante más tiempo que los gabros. Además, las direcciones dominantes en este enjambre de diques son las direcciones N-S, mientras que los diques que aparecen cortando a los gabros, presentan principalmente direcciones 040° ó 130°. Estas últimas direcciones, las de los diques que cortan a la intrusión, son coherentes con las directrices observadas en el interior de la intrusión, tanto las que presentan los bandeados magmáticos, como con las elongaciones que por lo general presentan los cuerpos individualizados de traquitas y leucogabros. Todo esto apunta a que se trata de dos momentos de emplazamiento diferentes. Para poder confirmar que este enjambre realmente constituye el encajante de la intrusión de Los Molinos, las edades de ésta intrusión deberían ser más jóvenes que las establecidas para todo el conjunto del enjambre de diques antiguo (datado en 29 -22 Ma; Ibarrola *et al.*, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2006). El estudio de estas edades se llevará a cabo en el capítulo III.

Las relaciones de corte observadas entre los diques que cortan a los gabros de la intrusión, presentan la siguiente secuencia: 1) porfídicos – microgranudos, 2) máficos afaníticos; 3) traquibasaltos-basaltos plagioclásicos; 4) traquitas. Las traquitas parecen haberse emplazado



en distintos momentos y es frecuente, además, que estén cortadas por una nueva inyección de diques máficos. Esta secuencia temporal propuesta, en la que además los diques van siendo más diferenciados con el tiempo, deberá ser confirmada por estudios mineralógicos y geoquímicos de los mismos, los cuales se realizarán en el capítulo IV.

En las últimas cartografías realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España (Barrera y Gómez, 1990b), las brechas de Salinas ha sido individualizadas de su base (ver Fig. II.1), la cual ha sido considerada como una brecha de origen tectónico. Esta individualización está basada por un lado, en la extrema angulosidad que presentan los fragmentos en la base y por otro, en la alta proporción de fragmentos de gabro que presenta la base de Salinas. En las observaciones de campo realizadas durante el transcurso de esta tesis doctoral, no se ha observado extrema angulosidad en los fragmentos de la base de Salinas, y nada que indique un paso brusco o fracturado desde dicha base al techo de la montaña de Salinas, por lo que en este trabajo no se han individualizado cartográficamente la base y el resto de la brecha de Salinas. Tradicionalmente, esta brecha se ha correlacionado con las brechas líticas de Ampuyenta, a las cuales se les atribuye un origen claramente subaéreo relacionado con la destrucción parcial de un edificio volcánico previo (p.e. Ancochea *et al.*, 1996). Al igual que con la brecha del sector de Morro Negro, un estudio detallado de las texturas de la brecha de Salinas, ayudará a intentar establecer el origen de la misma y, una comparación textural y espacial con las brechas líticas de Ampuyenta, podrá indicar si ambas pueden estar o no correlacionadas. Todo esto se discutirá con más detalle en el capítulo V.



# III

## **MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS GABROS, CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS ASOCIADAS DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS**

**III.1.- INTRODUCCIÓN**

**III.2.- PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES**

**III.3.- QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA**

**III.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

**III.5.- PROCESOS Y MECANISMOS DE CRISTALIZACIÓN**

**III.6.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA**

**III.7.- COMPOSICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA FUENTE**

**III.8.- GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN APATITO Y K-Ar EN MICA**



### **III.1.- INTRODUCCIÓN**

A pesar de que se han diferenciado dos sectores de campo en la intrusión de Los Molinos, sector de Morro Negro y sector de Molinos, cabe recordar que la intrusión es continua y, por lo tanto, las relaciones texturales y composiciones de las distintas litologías que forman la intrusión se describirán de forma conjunta en este capítulo y, si las hubiera, se señalarán las diferencias más significativas entre ambos sectores.

A continuación se presentan tanto los resultados obtenidos para las facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas asociadas que forman parte de la intrusión de Los Molinos, como las interpretaciones a partir de ellos. Estos resultados incluyen, por un lado, aspectos petrográficos, datos de química mineral, datos geoquímicos y datos geocronológicos que ayudarán a conocer los procesos que tuvieron lugar durante el transcurso de enfriamiento y diferenciación de la cámara magmática que representan, y a entender cómo y cuándo ocurrieron para, finalmente, poder englobarlos en un modelo petrogenético común. Por otro lado, los datos de geoquímica isotópica aportarán información complementaria a la petrogénesis y evolución de la intrusión, permitiendo caracterizar el tipo de la fuente o fuentes a partir de las cuales derivan los magmas que dieron lugar la intrusión de Los Molinos.

### **III.2. PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES**

Los estudios petrográficos y texturales son el primer paso para entender la naturaleza y el origen de las rocas objeto de estudio, y sirven como herramienta básica de control para la selección de muestras representativas sobre las cuales llevar a cabo los análisis geoquímicos y mineralógicos. Con este fin, se ha realizado un estudio petrográfico de las diferentes facies de gabros cartografiados, así como del cortejo de venas félsicas asociadas a ellos, que forman parte de la intrusión de Los Molinos.

#### **III.2.1.- GABROS**

Siguiendo la clasificación de Streckeisen (1976) para rocas plutónicas (Fig. III.1), se han diferenciado cuatro tipos de facies de gabros en la intrusión de Los Molinos: melanogabros olivínicos, gabros olivínicos, gabros s.s., leucogabros y gabros anfibólicos. Las facies de gabros anfibólicos aparecen sólo puntualmente, puntos 5 y 162 de la Fig. II.4, y equivalen a facies de gabro s.s. con mayor grado de alteración, en las que el anfíbol está reemplazando, casi en su totalidad, al clinopiroxeno. Los análisis modales más representativos de las diferentes facies de gabro se presentan en la Tabla III.1. En las figuras III.2, III.3, III.4, III.5

y III.6 se pueden observar imágenes que muestran sus texturas y mineralogías más representativas.

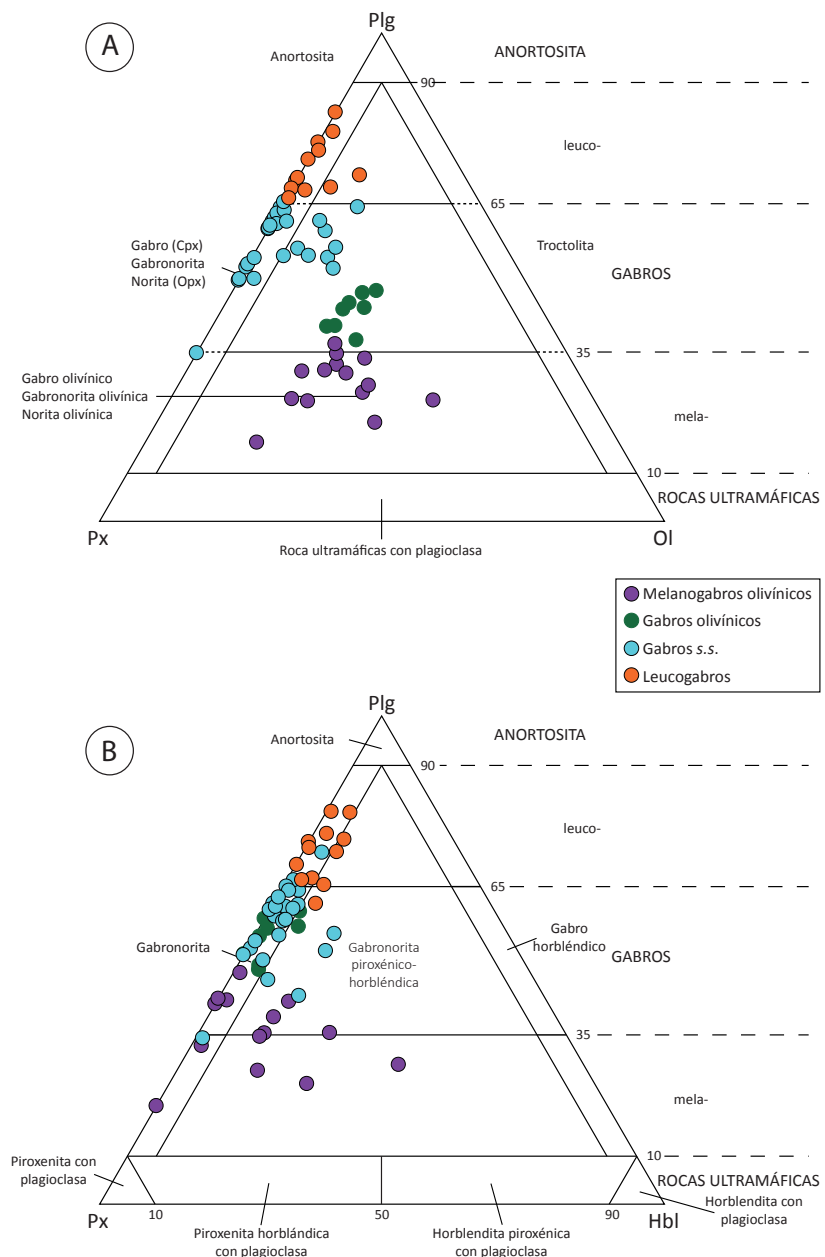
Estas facies fueron descritas por Galindo (1978) en el sector de Morro Negro. En este estudio se diferenciaron dos conjuntos de gabros:

1) Gabros con olivino y clinopiroxeno

1a) Gabros con olivino y clinopiroxeno que tienen un porcentaje medio de plagioclasa de 27.67 %. Son equivalentes a las facies de melanogabro y gabros olivínicos de este trabajo.

1b) Gabros con olivino y clinopiroxeno con un contenido

**Figura III.1**  
Clasificación de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos según su mineralogía modal (Streckeisen, 1976). Plg: Plagioclasa. Ol: Olivino. Px: piroxeno, en el caso que nos ocupa todo el piroxeno es monoclinico (clinopiroxeno).



mayor en plagioclasas, desde 50.45 hasta un 73.70 %. Equivalentes a las facies de gabro s.s. y leucogabros con cantidades mayores del 4 % de olivino (Tabla III.1) de este trabajo.

- 2) Gabros con clinopiroxeno. Equivalentes al resto de muestras pertenecientes a las facies de gabro s.s. y leucogabro de este trabajo.

La diferencia más evidente entre unas facies y otras es su mineralogía modal. Los melanogabros olivínicos son rocas compuestas por un 20-58 % de clinopiroxeno y proporciones aproximadamente similares de plagioclasea y olivino, en torno al 15-30 %. Los minerales opacos son poco abundantes, del 1 al 8 % modal y biotita y apatito aparecen como minerales accesorios, siempre inferiores al 2 % modal. El anfíbol en estas facies presenta una distribución altamente irregular, que en un mismo afloramiento puede variar desde fase accesorio hasta fase principal muy abundante (1.1 % en la muestra AC 6-1 frente al 17.6 % en la muestra AC 6-2, Tabla III.1).

Los gabros olivínicos se caracterizan por presentar generalmente mayor abundancia modal de clinopiroxeno (24-44 %) y plagioclasea (35-46 %) que los melanogabros olivínicos, para una abundancia similar de olivino (18-25 %, Tabla III.1). Opacos, mica y apatito están presentes en las mismas proporciones que en melanogabros olivínicos y la cantidad de anfíbol es menos variable en estas facies, del 0 al 5 % modal.

Las facies de gabro s.s., en las que se incluyen algunos tipos con textura pegmatoides, se caracterizan por el predominio de plagioclasea modal (29-58 %) sobre clinopiroxeno, menos abundante (19-55 %), y olivino desde principal a ausente (0-19 % modal, Tabla III.1). En esta facies se concentran fuertemente los minerales opacos, que prácticamente duplican su abundancia modal (3-18 %) frente a las facies anteriores, mientras que el anfíbol presenta cantidades moderadas (máximo 12 %) y es accesorio en muchas muestras. Apatito y mica son minerales accesorios poco abundantes, siempre inferiores al 3 % modal en ambos casos.

Los cuerpos de leucogabros concentran fuertemente la plagioclasea (55-69 % modal) sobre clinopiroxeno (13-30 %) y tienen muy poco olivino (< 2 % modal, salvo en dos muestras, donde alcanzan hasta el 9 % modal, Tabla III.1). El anfíbol es casi siempre un mineral accesorio, al igual que la mica y el apatito, y los minerales opacos presentan la misma abundancia que en las facies de gabros s.s.

La distribución modal irregular que muestran las diferentes fases dentro de la misma paragénesis mineral, que se acaba de describir, unida a la presencia de estructuras como el bandeado y contactos siempre graduales en campo, parecen indicar que las distintas facies de gabro en la intrusión de Los Molinos se han formado mediante cristalización y acumulación de distintas fases minerales en una



cámara magmática. La gran variabilidad en el tamaño de grano que se observa en poco espacio en muchos afloramientos, la presencia de fenómenos puntuales de brechificación de los gabros por inyección de material félsico y la formación local de estructuras que recuerdan a cavidades miarolíticas (Fig. II.14B y II.14C), indican que esta cámara debió emplazarse a poca profundidad.

**Tabla III.1**  
Composición modal de las distintas facies de gabro que forman la intrusión de Los Molinos.

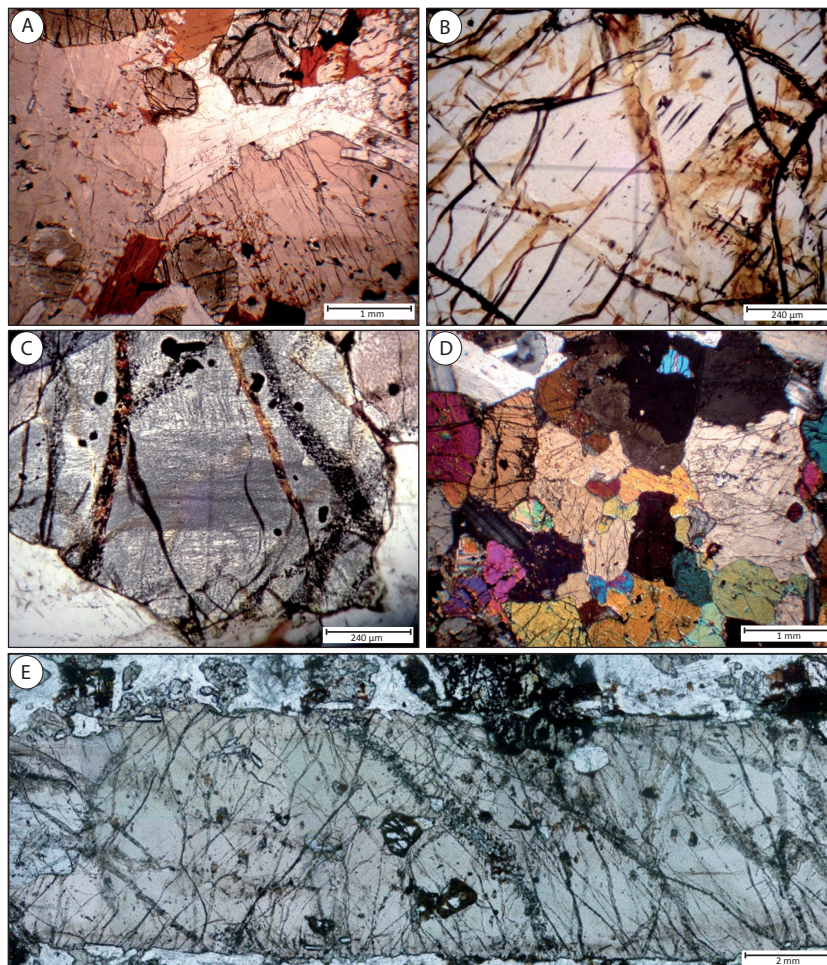
En general, todas las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos presentan textura fanerítica, granular, hipidiomorfa. Los tamaños de grano varían desde grano grueso en las facies melanocráticas a grano

Muestra	Sector	Clasf.	Pl	Cpx	OI	Opq	Amp	Bt	Ap	Otros
61332	Morro Negro	MO	31.7	34.3	28.8	3.3	0.8	0.1	0.3	0.8
AC 6-2	Morro Negro	MOa	17.7	36.3	17.6	7.3	17.4	1.0	1.5	1.4
AC 6-1	Morro Negro	MO	19.0	38.4	36.3	2.9	1.1	0.2	0.1	1.9
AC 124-3	Morro Negro	MOa	26.7	31.6	19.4	2.5	17.6	0.9	0.6	0.6
AC 15-6	Morro Negro	MOa	20.4	43.3	17.6	6.1	10.7	0.7	0.3	0.9
AC 15-5	Morro Negro	MOa	29.2	32.1	19.0	6.7	9.0	1.0	0.7	2.3
AC 12-2	Morro Negro	MOa	24.7	39.0	16.5	7.7	8.1	0.7	1.1	2.2
AC 127-1	Morro Negro	MO	29.4	39.7	27.7	1.0	1.2	0.0	0.6	0.4
61319	Morro Negro	MO	24.5	33.7	29.7	4.2	0.0	1.9	0.4	5.6
AC 164-1	Morro Negro	MOa	17.6	20.0	33.1	2.0	23.7	0.0	1.2	2.5
AC 165-2	Morro Negro	MO	28.7	41.2	22.7	3.2	0.0	1.8	0.7	1.7
AC 29-3	Molinos	MOa	27.2	35.4	22.1	5.3	8.3	0.6	0.6	0.5
AC 151-1	Molinos	MO	14.9	58.7	18.2	5.1	0.0	1.8	0.7	0.6
AC 131-1	Molinos	MOa	23.3	35.3	29.5	2.8	7.8	0.5	0.3	0.8
AC 5-8	Morro Negro	GO	34.4	32.7	18.7	9.8	0.0	1.4	0.6	2.4
AC 13-1	Morro Negro	GO	42.8	31.8	21.0	1.6	1.2	0.0	0.6	1.0
AC 13-4	Morro Negro	GO	34.5	33.3	25.1	2.3	2.7	0.3	0.7	1.2
AC 166-1	Morro Negro	GO	42.2	24.3	22.8	4.1	3.9	0.8	0.7	1.2
AC 34-2	Molinos	GO	34.8	34.5	17.8	4.8	3.1	1.5	0.6	3.1
AC 138-1	Molinos	GO	40.5	28.8	23.3	2.8	0.0	2.3	1.5	1.0
AC 141-1	Molinos	GO	39.6	31.9	19.6	5.3	0.7	1.3	0.7	0.9
AC 110-1	Molinos	GO	39.8	25.4	19.8	2.2	4.8	2.0	0.4	5.6
AC 15-3	Morro Negro	G	48.7	30.4	0.8	17.2	0.0	1.3	1.0	0.6
AC 15-2	Morro Negro	Ga	48.8	27.0	0.8	7.3	12.3	1.3	1.5	1.3
AC 11-1	Morro Negro	G	48.1	30.3	14.5	3.9	0.6	0.1	0.9	1.6
AC 11-2	Morro Negro	G	43.4	32.0	4.4	8.4	3.4	1.2	1.6	5.6
AC 50-1	Morro Negro	G	52.8	34.8	6.9	2.6	0.0	1.9	0.4	0.6
AC 128-1	Morro Negro	Ga	44.0	28.8	8.0	4.8	12.0	1.5	0.8	0.2
61335	Morro Negro	G	53.9	31.5	0.0	9.8	3.6	0.4	0.8	0.1
63941	Morro Negro	G	57.3	30.2	0.0	8.8	0.5	1.1	0.7	1.4
AC 109-2	Morro Negro	G	52.4	28.0	13.0	3.0	1.2	1.4	0.4	0.6
AC 78-1	Morro Negro	G	58.0	34.0	2.4	3.2	0.3	0.0	0.4	1.7
61329	Morro Negro	G	51.0	33.9	0.0	10.0	3.1	0.8	0.4	0.9
AC 81-4	Morro Negro	G	48.9	32.1	1.8	9.1	2.9	1.9	1.5	1.8
AC 159-1	Molinos	G	53.8	26.3	7.3	7.1	1.0	1.3	2.0	1.2
AC 140-1	Molinos	G.P	28.9	54.8	0.0	13.4	1.1	0.6	0.3	0.9
AC 34-3	Molinos	G	55.3	18.9	11.7	6.2	2.7	3.1	1.3	0.9
AC 35-5	Molinos	G	48.6	29.2	12.2	5.7	2.0	1.6	0.4	0.4
AC 36-1	Molinos	G	50.4	31.6	0.0	10.4	2.5	1.9	1.6	1.6
AC 36-2	Molinos	G	43.6	36.7	0.4	13.0	0.6	1.7	1.1	2.9
AC 114-1	Molinos	G	45.7	43.8	2.4	5.1	0.0	1.4	0.9	0.7
AC 115-2	Molinos	G.P	54.4	33.1	0.0	9.2	1.3	0.9	0.4	0.7
AC 146-1	Molinos	G	53.2	27.0	9.3	3.3	2.7	3.4	0.8	0.4
AC 26-1	Molinos	G	40.9	36.7	0.0	17.9	0.5	1.7	0.7	1.5
AC 20-1	Molinos	G	41.0	37.7	0.0	14.5	3.3	2.1	0.1	1.3
AC 23-1	Molinos	G	55.0	30.6	0.0	8.3	4.1	0.4	0.2	1.3
AC 23-5	Molinos	G	40.0	41.0	0.0	10.0	6.0	1.2	0.8	1.0
61323	Morro Negro	La	55.4	27.8	0.4	7.5	6.8	0.9	0.6	0.7
AC 10-1	Morro Negro	L	65.1	19.8	0.8	6.5	5.4	1.1	1.2	0.2
AC 127-2	Morro Negro	L	67.8	19.5	0.0	6.0	2.1	2.6	1.5	0.5
61318	Morro Negro	L	65.3	15.2	1.3	7.2	0.8	6.7	0.3	3.2
AC 68-2	Morro Negro	L	62.4	27.2	2.4	4.4	0.2	0.0	1.6	1.8
AC 109-1	Morro Negro	L	62.0	22.4	6.2	5.2	0.6	1.4	1.8	0.4
AC 155-5	Molinos	L	59.2	27.6	0.0	7.2	2.4	0.4	2.0	1.2
AC 21-2	Molinos	La	58.7	24.7	0.0	8.1	6.4	1.4	0.2	0.5
AC 21-3	Molinos	L	59.2	25.7	0.0	8.9	3.9	1.3	0.7	0.4

61332 : Muestra del Departamento de Petrología y Geoquímica (UCM); AC 6-2: Muestra recogida durante este trabajo.  
MO: Melanogabro olivínico; GO: Gabro olivínico; G: Gabro s.s.; G.P: Gabro s.s. con textura pegmatoides; L: Leucogabro.  
MOa: Melanogabro olivínico rico en anfíbol. Ga: Gabro s.s. rico en anfíbol. La: Leucogabro rico en anfíbol

fino en las facies leucocráticas existiendo toda una serie de tamaños intermedios, con texturas inequigranulares hasta prácticamente equigranulares, como se comentará más adelante.

Los melanogabros y gabros olivínicos están constituidos por grandes cristales cúmulo de clinopiroxeno y olivino, con tamaños máximos de 7 y 5 mm respectivamente (Fig. III.2A). Parte de los minerales opacos consiste también en cristales de 1-2 mm, que aparecen formando parte del mismo entramado de cristales que olivino y clinopiroxeno, por lo que deben corresponder también a minerales cúmulo. El hábito del olivino es de subhedral a euhedral y no presenta zonado óptico. En las muestras del sector de Morro Negro, a pesar de la alteración a iddingsita y óxidos a favor de bordes de cristal y fracturas que presentan, los cristales de olivino son más o menos limpios y contienen un pequeño número de inclusiones cúbicas de minerales opacos, a veces concentradas en los centros de cristal y en otras ocasiones irregularmente distribuidas. Además, en algunas muestras, junto con las inclusiones de opacos cúbicos, existen otras también de minerales opacos, pero de morfología acicular (Fig. III.2B), orientadas en planos a veces paralelos a las caras de mayor longitud de los prismas de olivino (010) y otras veces en dirección perpendicular. Estas inclusiones llegan



**Figura III.2**

Relaciones texturales en la facies de melanogabros y gabros olivínicos de la intrusión de Los Molinos. A) Textura general de las facies de melanogabros y gabros olivínicos, formados por grandes cristales cúmulo de olivino y clinopiroxeno. B) Detalle de inclusiones de opacos con morfología acicular incluidos en olivino. C) Olivinos con alta concentración de inclusiones de opacos con morfología acicular. D) Clinopiroxenos subhedrales y anhedrales. E) Gran fenocristal de clinopiroxeno tabular envuelto en una matriz de grano fino-medio.



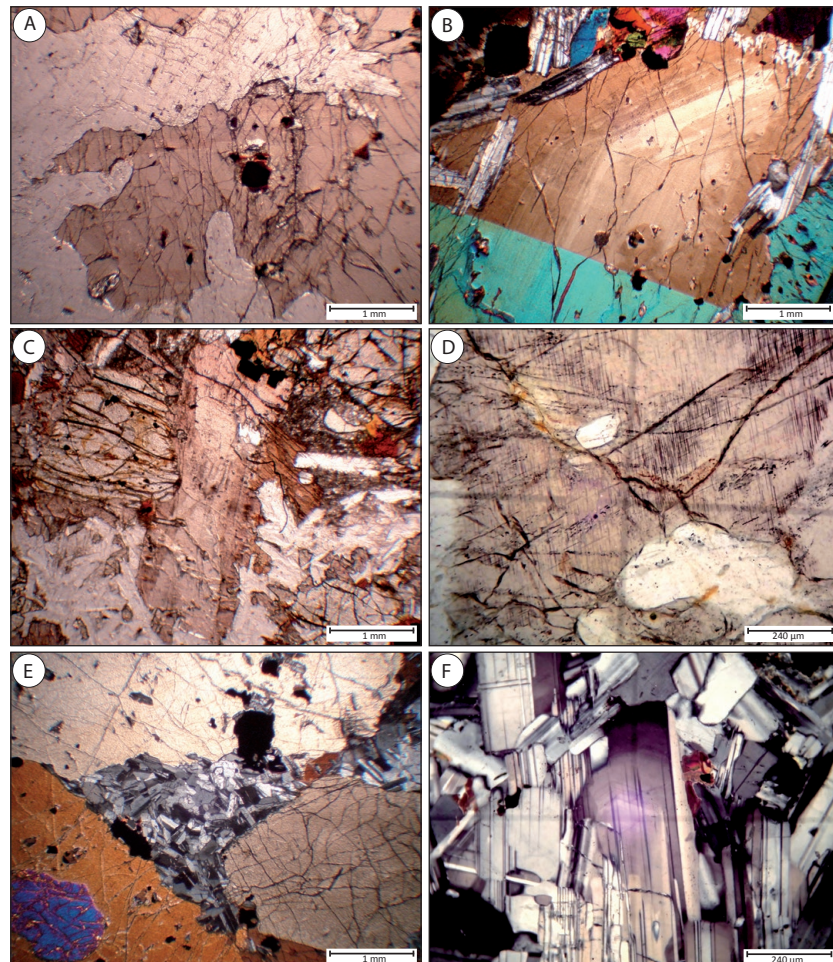
a hacerse muy abundantes en el olivino de los melanogabros y gabros olivínicos del sector de Molinos, donde los cristales presentan un color gris intenso – marrón (Fig. III.2A y III.2C para detalle). Este tipo de inclusiones suele aparecer en olivinos que cristalizaron incorporando cationes trivalentes como cromo o aluminio en su estructura, de manera que al enfriarse exsuelven espinelas orientadas según sus planos cristalográficos (Franz y Wirth, 2000).

El clinopiroxeno aparece en cristales de subhedrales a anhedrales (Fig. III.2D), casi siempre de mayor tamaño que el olivino. En algunos gabros olivínicos, puede llegar a alcanzar un tamaño mucho mayor (0.8-1.2 cm) que el del resto de minerales, lo que da lugar a texturas porfídicas e incluso porfídicas de tendencia seriada en la roca (Fig. III.2E). Esto sucede en zonas de la intrusión próximas a cuerpos tipo *sill* y diques porfídicos que, como se ha mencionado en la sección de relaciones de campo (sector de Morro Negro), a veces son de gran volumen, reforzando la sugerencia de que la intrusión es bastante somera.

Tanto en melanogabros como en gabros olivínicos, el clinopiroxeno presenta zonado óptico marcado por la existencia de zonas de color rosa-asalmonado más o menos intenso, con pleocroísmo, y zonas de color rosa pálido casi incoloro. La distribución de estas zonas es variable:

**Figura III.3**

Relaciones texturales en la facies de melanogabros y gabros olivínicos de la intrusión de Los Molinos. A) Clinopiroxeno subhedral con zonado concéntrico. B) Clinopiroxeno euhedral con zonado oscilatorio. C) Clinopiroxeno prismático con zonado sectorial. D) Detalle de inclusiones de opacos aciculares en clinopiroxeno concentradas en las zonas más oscuras del cristal. E) Pequeños cristales de plagioclasa intercumular rellenando los espacios entre los grandes cristales cúmulo de clinopiroxeno y olivino. En la parte inferior izquierda de la imagen, se observa un cristal de olivino completamente incluido en clinopiroxeno. F) Plagioclasas con macla polisintética característica y patrón de zonado oscilatorio.



En las partes bajas del sector de Morro Negro y en los cristales de mayor tamaño, es frecuente que el zonado sea de carácter muy sutil y patrón concéntrico, con una ancha zona de núcleo incolora o rosa pálido y una zona de borde fina, más coloreada y pleocroica (Fig. III.3A). En el resto de cristales, el zonado suele ser de carácter oscilatorio, de forma que sobre un núcleo, con frecuencia corroído, se forma un bajo número de zonas de recrecimiento, relativamente anchas y con tendencia euhedral (Fig. III.3B). Ambos patrones, en cualquier caso, terminan siempre con una zona de borde de color rosa intenso y pleocroica. En los gabros de textura porfídica de esta facies, aunque existe una pauta de zonado similar, son sin embargo frecuentes en los cristales de mayor tamaño, hábitos prismáticos muy alargados y zonados sectoriales bien desarrollados (Fig. III.3C), los cuales son indicativos de crecimiento más rápido (Wass, 1973). Estas características se repiten en los melanogabros y gabros olivínicos del sector de Molinos, en los que predominan cristales con zonados oscilatorios compuestos por un gran número de finas capas y se encuentran además algunos cristales alargados con zonado sectorial bien desarrollado. En estos últimos, los sectores de color rosa intenso contienen con frecuencia numerosas inclusiones aciculares de minerales opacos, similares a las descritas en el olivino, que se distribuyen o bien según las caras de crecimiento o bien en dos sistemas según los planos de exfoliación (Fig. III.3D).

Los espacios entre los grandes cristales de olivino y/o clinopiroxeno están ocupados principalmente por abundantes prismas de plagioclasa (Fig. III.3E), lo que indica su cristalización algo posterior a la de olivino y clinopiroxeno. Sin embargo, algunos cristales de pequeño tamaño de plagioclasa se encuentran incluidos en las zonas de borde de clinopiroxeno, en una textura ofítica incipiente (ver Fig. III.3B). En los gabros olivínicos de textura porfídica, sin embargo, se puede apreciar en algunas zonas que las plagioclasas presentan cierta tendencia fluidal muy grosera.

Las plagioclasas son de menor tamaño que los clinopiroxenos y olivinos (0.3-1 mm), con hábitos en general euhedrales y subhedrales y macla polisintética característica. Presentan zonado óptico, que es apreciable sobre todo en los cristales que forman prismas cortos (tabulares). El patrón de zonado es concéntrico, con un núcleo ancho, que ocupa buena parte del cristal y suele tener una morfología redondeada o irregular, y una o varias zonas de borde más finas y euhedrales (Fig. III.3F).

Además de la plagioclasa, otra fase mineral intercumular en los gabros melanocráticos y gabros olivínicos es el anfíbol, que aparece casi siempre en grandes cristales euhedrales-subhedrales, poiquilíticos (Fig. III.4A), englobando olivino, clinopiroxeno, minerales opacos, plagioclasa y apatito, lo cual indica su carácter algo más tardío con respecto a estos. Este anfíbol es de color marrón rojizo, con acusado pleocroísmo y sin zonado. En los gabros olivínicos puede aparecer o bien en igual situación textural, o bien en cristales por lo general anhedral, de



menor tamaño, que crecen alrededor del clinopiroxeno, rodeándolo de manera parcial o total (Fig. III.4B). Este reemplazamiento de anfíbol por clinopiroxeno provoca que los bordes de este último sean anhedrales, pero los contactos entre ambos minerales son netos y sin alteración, de modo que es probable que represente un momento de saturación en agua del magma, con la consiguiente inestabilidad del clinopiroxeno, que se resuelve con la cristalización de un ferromagnesiano hidratado.

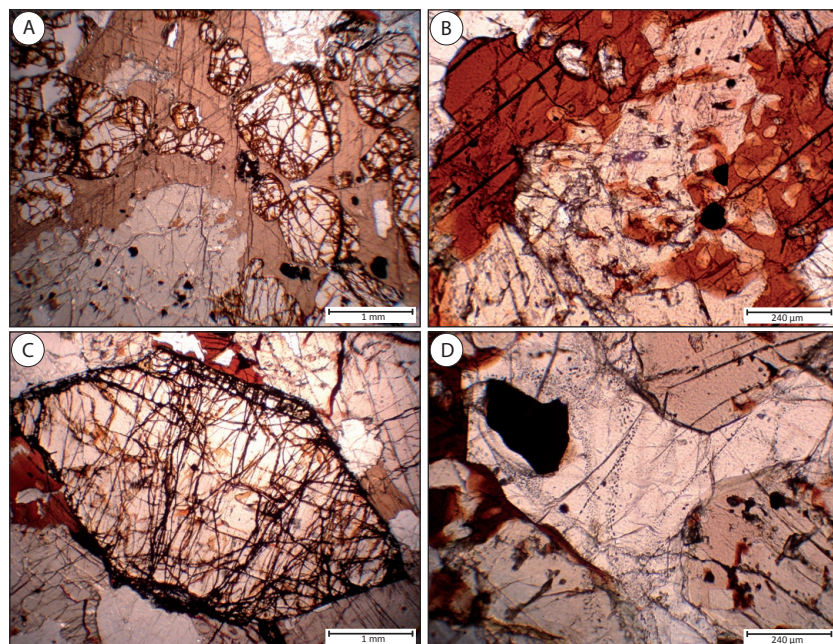
Teniendo en cuenta la proporción, desde moderada a alta de minerales intercumulares, así como la diferencia de composición de los mismos en relación con los minerales cúmulo, la facies de gabros melanocráticos y gabros olivínicos estaría formada sobre todo por ortoacumulados, con algunos tipos mesoacumulados.

Como minerales siempre accesorios en esta facies aparecen mica y apatito. La mica es biotítica, con totalidades marrones-rojizas similares a las del anfíbol y pleocroísmo de leve a moderado. Texturalmente es un mineral de cristalización tardía, que crece en pequeñas placas anhedrales a borde del anfíbol y en zonas intersticiales a plagioclasa-olivino, a plagioclasa-clinopiroxeno o entre cristales de plagioclasa. La mica presenta con el olivino y los minerales opacos relaciones texturales similares a las de anfíbol con clinopiroxeno: crece a veces en los bordes del olivino, pero englobándolo tan solo parcialmente (Fig. III.4C) y envuelve completamente a los minerales opacos, especialmente a los de mayor tamaño, reemplazándolos.

El apatito aparece o bien incluido en anfíbol o bien en posiciones intersticiales a anfíbol y plagioclasa, de modo que su cristalización debe ser algo anterior a la de la mica. Es de pequeño tamaño, inferior a 0.5 mm y su hábito varía desde prismas y secciones basales bien

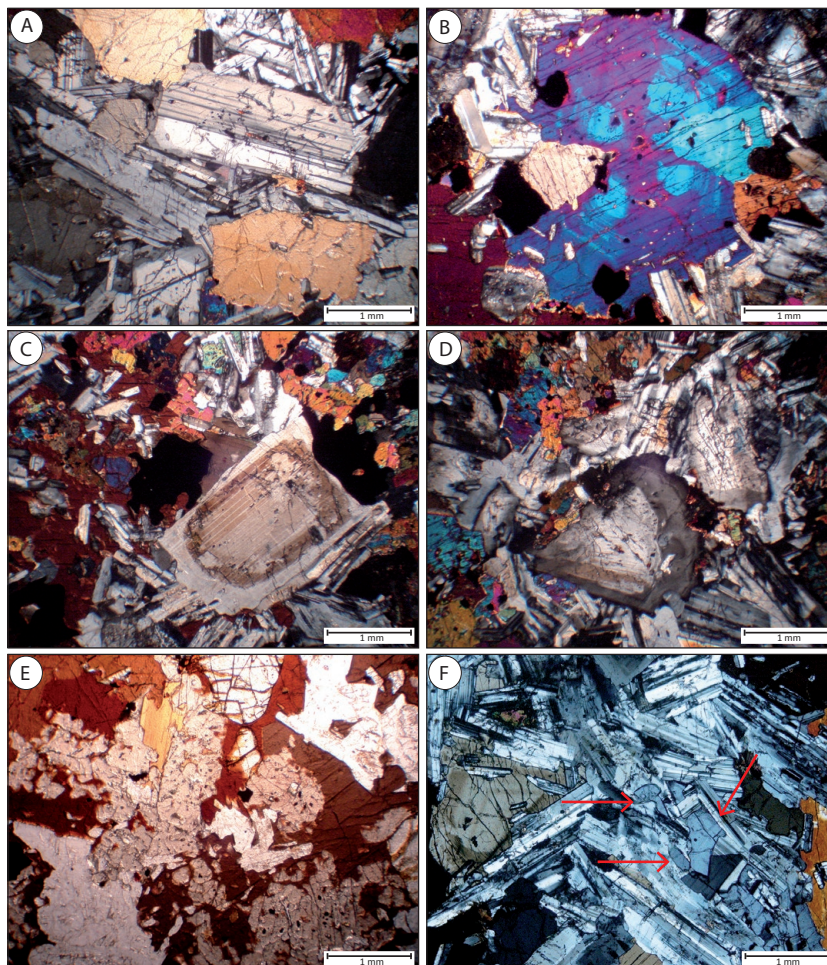
**Figura III.4**

Relaciones texturales en la facies de melanogabros y gabros olivínicos de la intrusión de Los Molinos. A) Anfíbol poiquilítico englobando a cristales de olivino y clinopiroxeno. B) Anfíbol creciendo alrededor de clinopiroxeno. C) Mica rodeando parcialmente a un cristal euédral de olivino. D) Apatito con pequeñas inclusiones fluidas a favor de zonas de fractura e inclusión de opaco.



desarrollados, pero que presentan con frecuencia bordes con golfos, hasta secciones esqueléticas que indican cristalización muy rápida. Aunque son cristales bastante limpios, pueden presentar pequeñas inclusiones fluidas secundarias, alineadas y siguiendo preferentemente zonas de fractura o presentar pequeñas inclusiones de opacos subhedrales (Fig. III.4D).

En la facies de gabros s.s. las texturas varían entre ofíticas, algo mejor desarrollada que en la facies anterior, y tendentes a intergranulares, ya que la plagioclasa es, en general, más abundante, de mayor tamaño y algo más temprana, y olivino y clinopiroxeno, de menor tamaño en general que en la facies de melanogabros y gabros olivínicos, cristalizan a veces en los huecos angulares formados por prismas de plagioclasas. La textura general muestra cierta tendencia hacia intergranular, aunque no bien desarrollada (Fig. III.5A). El olivino aparece en cristales de 0.5 a 2 mm, con hábito de subhedral a anhedral y sin zonar y se encuentra algo más alterado que en la facies de melanogabro-gabro olivínico. El clinopiroxeno presenta características y patrones de zonado similares a los ya descritos en dicha facies. Sin embargo, en los gabros s.s., sobre todo en el sector de Molinos, son mucho más frecuentes los zonados sectoriales (Fig. III.5B), bien desarrollados en los prismas de



**Figura III.5**

Relaciones texturales en la facies de gabros s.s. y leucogabros de la intrusión de Los Molinos. A) Textura general intergranular de las facies de gabro s.s. B) Clinopiroxeno con zonado sectorial e inclusiones de plagioclasas y opacos. C) Plagioclase con zonado concéntrico, con núcleo corroído y un recrecimiento de euhedral a subhedral. D) Plagioclase con hábito anhedral, con zonado oscilatorio y bordes corroídos. E) Anfíbol poiquilítico que sustituye a clinopiroxeno. F) Cristales de apatito creciendo entre cristales de plagioclase y clinopiroxeno.



clinopiroxeno más alargados e imperfectos en el resto de cristales. Hay muchos cristales que presentan zonado en parches, que podrían corresponder a secciones de sectores imperfectos.

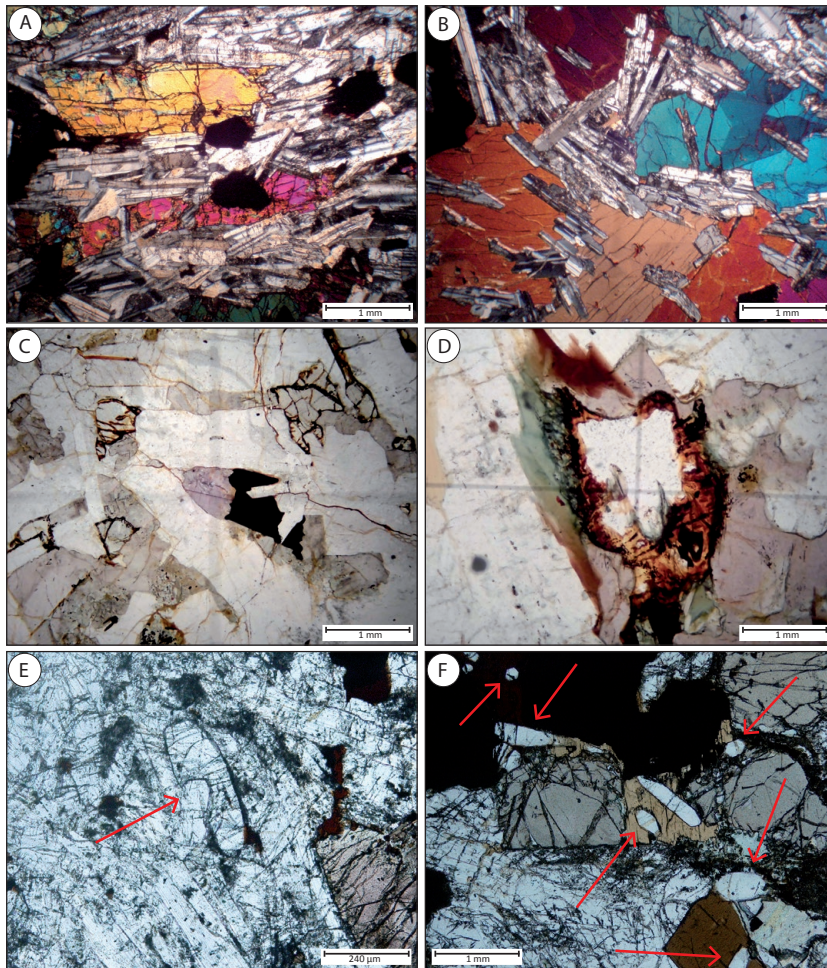
Las plagioclasas en los gabros s.s. alcanzan, como ya se ha comentado, mayor tamaño, de manera que se encuentran cristales de hasta 2 mm, con hábitos prismáticos algo más anchos y menos alargados, y cristales de pequeño tamaño y relación textural similar a la ya descrita en melanogabros y gabros olivínicos. Los cristales de mayor tamaño presentan zonado concéntrico, con núcleo corroído y un recrecimiento de euhedral a subhedral (Fig. III.5C), así como inclusiones de pequeños opacos subhedrales, siempre de menor tamaño que los que aparecen incluidos en clinopiroxeno, y que se concentran preferentemente en las zonas de centro de cristal o bien separando diferentes zonas de crecimiento. Ocasionalmente, algunos de los cristales de plagioclasea presentan hábito anhedral, con zonado oscilatorio y bordes corroídos (Fig. III.5D). El anfíbol y la mica presentan idénticas relaciones texturales que en la facies de melanogabros y gabros olivínicos (Fig. III.5E). El apatito aparece en cristales de tamaño algo mayor y forman prismas alargados y secciones basales euhedrales, normalmente entre cristales de plagioclasea (Fig. III.5F).

El tránsito entre la facies de gabros s.s. y la de leucogabros está marcado por la aparición de laminación ígnea (Fig. III.6A), definida por bandas ricas en plagioclasea y bandas ricas en clinopiroxeno, que es reflejo de los bandeados observados a escala de aforamiento (capítulo II). Esta textura es puntual en la facies de gabros s.s. y mucho más acusada en la facies de leucogabros, especialmente en el sector de Molinos.

En las muestras en las que no es tan acusada la laminación ígnea, la textura varía desde ofítica (Fig. III.6B) a intergranular bien desarrollada, debido a la mayor abundancia de plagioclasea, que desarrolla prismas de gran tamaño, entre cuyos ángulos cristalizan los minerales ferromagnesianos y opacos (Fig. III.6C). El poco olivino que aparece en esta facies es pequeño y redondeado, por lo general bastante alterado (Fig. III.6D). El clinopiroxeno muestra un patrón de zonado similar al descrito en los gabros s.s., con fuerte dominio del zonado sectorial, especialmente en el cuerpo de leucogabros de mayor tamaño del sector de Molinos (punto 21, Fig. II.4). Tanto clinopiroxeno como plagioclasea presentan con frecuencia hábitos muy alargados, y también el apatito, que crece en prismas euhedrales entre los cristales de plagioclasea (Fig. III.6E), o entre clinopiroxeno y plagioclasea. En esta facies el apatito aparece también a veces incluido en los cristales de mica (Fig. III.6F).

La alteración de todas las facies de gabros descritas es moderada, aunque siempre presente. Los minerales secundarios en orden de abundancia son sericita, clorita, iddingsita, epidota y minerales del grupo de la serpentina. Esta asociación mineral fue descrita por Galindo (1978) como debida a transformaciones secundarias de carácter hidrotermal. En consonancia con ello, la presencia de inclusiones fluidas como las



**Figura III.6**

Relaciones texturales en la facies de gabros s.s. y leucogabros de la intrusión de Los Molinos. A) Laminación ígnea marcada por la orientación de plagioclasas y clinopiroxenos alargados. B) Textura intergranular en las facies de leucogabro. C) Clinopiroxeno y opaco creciendo en las zonas de ángulo de la plagioclasa. D) Olivino con elevada alteración. En el centro está reemplazado parcialmente por carbonato y en los bordes por iddingsita y clorita. E) Apatito subhedral creciendo entre plagioclasa. F) Apatitos subhedrales-euhedrales incluidos en mica o creciendo entre clinopiroxenos y opacos.

descritas en el apatito, secundarias (a favor de fracturas) se observa también en olivino, clinopiroxeno y plagioclasa. Ocasionalmente, además, aparece en los bordes de anfíbol o mica, un anfíbol de color verde y ligero pleocroísmo, con hábito fibroso y sin zonado, que parece representar a su vez una fase mineral, o bien muy tardía en el proceso magmático o bien, con mayor probabilidad, ya hidrotermal.

### III.2.2.- CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS

#### III.2.2.1.- Cuerpos pegmatoides

Los cuerpos pegmatoides distinguidos en la cartografía de la intrusión de Los Molinos están formados mayoritariamente por gabros s.s., siempre sin olivino y con menor frecuencia, son de carácter anfibólico (pegmatoides anfibólicos en Tabla III.2 y gabros anfibólicos en Fig. III.7). En estos últimos, es característica la importante alteración que presenta la parte félsica, que sin embargo se encuentra formada exclusivamente por plagioclasa, al igual que sucede en las facies de gabros con las que

Pl: Plagioclasa; Afs: Feldespato alcalino; Cpx: Clinopiroxeno; Opq: Opacos; Amp: anfíbol; Bt: Biotita; Ap: Apatito; Spn: Esfena.

Otros: incluye minerales secundarios: epidota, calcita, clorita y sericita. Olivino (2.4 %), sólo en el caso de la muestra AC 5.2.

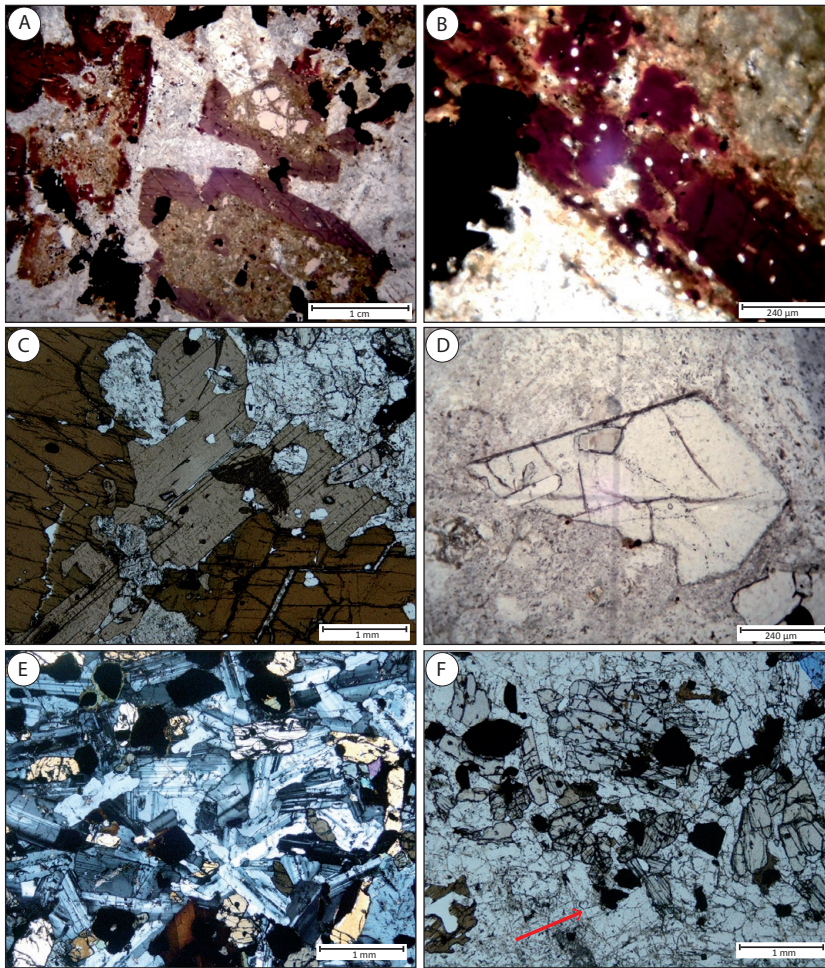
**Tabla III.2**

El clinopiroxeno también está presente, pero es muy poco abundante (Tabla III.2). Forma cristales muy alargados, como los descritos en las facies de gabros s.s. y leucogabros, pero que se encuentran siempre completamente rodeados por anfíbol y con frecuencia casi completamente alterados (Fig. III. 8A). El anfíbol que los rodea presenta las mismas características de color, pleocroísmo y ligero zonado que el que forma cristales aislados, arriba descrito, de manera que debe formarse primero a partir del clinopiroxeno para después seguir

### Figura III.7





**Figura III.8**

Relaciones texturales en la facies pegmatoides anfibólicas y venas porfídicas anfibólicas de la intrusión de Los Molinos. A) Clinopiroxenos total y parcialmente reemplazados por anfíbol euهدral. B) Inclusiones de apatito en anfíbol euهدral. C) Pórfidos de anfíbol y mica. D) Esfena euهدral. E y F) Matriz formada por clinopiroxenos incoloros, plagioclasa, minerales opacos, esfena, apatito y mica.

cristalizando prácticamente como único mineral ferromagnesiano, con algo de mica accesoria.

El apatito llega a ser bastante abundante en estas rocas (Tabla III.2) apareciendo en minúsculos cristales incluidos en el anfíbol (Fig. III.8B).

### III.2.2.2.- Venas félsicas

Entre las venas félsicas que se describieron en el capítulo II asociadas a las distintas facies de gabros, se han diferenciado cuatro tipos que son, en orden ascendente de abundancia: venas porfídicas anfibólicas, venas anortosíticas, venas sieníticas y venas sieníticas de feldespato alcalino.

#### III.2.2.2.1.- Venas porfídicas anfibólicas

Las venas porfídicas anfibólicas sólo aparecen en el sector de Molinos, cortando a los leucogabros con direcciones tanto paralelas como transversales al bandeo modal de éstos (ver capítulo II). Este tipo de

venas son composicionalmente muy próximas a los gabros anfibólicos que forman parte de los cuerpos pegmatoides (Fig. III.7) y presentan una textura fuertemente inequigranular, marcada por grandes cristales de anfíbol y mica biotítica ( $\varnothing > 1.5$  cm) en una matriz fanerítica, aproximadamente equigranular, de grano medio a grano fino (Fig. III.8C), formada por plagioclasa, clinopiroxeno, opacos, esfena y apatito (Fig. III.8E y III.8F).

Los grandes cristales de anfíbol presentan el mismo zonado ligero que se describió para los gabros anfibólicos (reborde ligeramente más verdoso, Fig. III.8C) y la mica es subhedral y suele desarrollarse al borde del anfíbol. Ambos presentan pleocroísmo acusado, en tonos pardos o pardo-rojizos y contienen inclusiones de minerales opacos, apatito y plagioclasa (Fig. III.8E, flecha roja). Además, parecen estar rodeados de cristales de plagioclasa que son de tamaño ligeramente mayor que las plagioclasas de la matriz. Estas plagioclasas presentan hábito subhedral-euhedral y zonado concéntrico, mientras que la plagioclasa de la matriz presenta hábito subhedral-anhedral, con los cristales de menor tamaño redondeados o irregulares.

El clinopiroxeno es incoloro, de hábito subhedral y bordes redondeados. Presenta inclusiones de minerales opacos y no está zonado. Los minerales opacos son muy abundantes, tienen hábitos de subhedrales a anhedrales y con frecuencia, están rodeados total o parcialmente por pequeños cristales de biotita. El apatito es euhedral y de pequeño tamaño, formando pequeños prismas idiomorfos. La esfena es de euhedral a subhedral, con hábito típico en cuña y tamaño de 1-2 mm y no presenta zonado (Fig. III.8D). Suele aparecer en las zonas próximas a los grandes cristales de anfíbol y mica, junto a las plagioclasas de mayor tamaño.

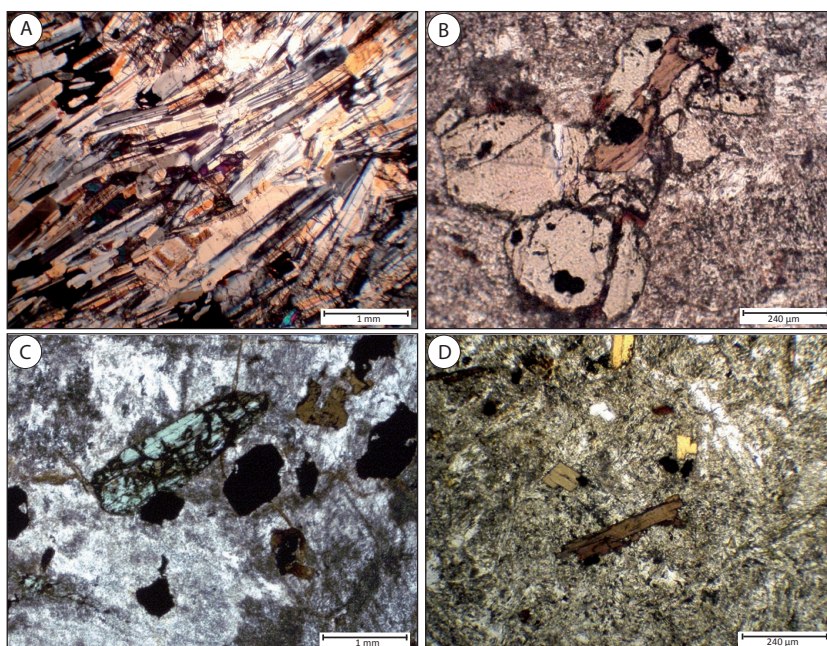
Texturas como la de estas venas, fuertemente inequigranulares, con grandes cristales poiquilíticos en una matriz de grano mucho más fino y tendencia equigranular, recuerdan a algunas texturas descritas en sistemas de aplita-pegmatita (Jahns y Tuttle, 1963). Estos autores describen, en sistemas graníticos, la existencia de aplitas porfídicas con megacristales de feldespato. Proponen que se forman a partir de un magma pegmatítico (es decir, que contiene gran cantidad de volátiles) y en el que durante la cristalización se segrega una fase vapor, que concentra el potasio separándolo del sodio, a partir de la cual cristalizan los megacristales alcanzando gran tamaño. En el caso que nos ocupa, son precisamente los minerales potásicos e hidratados (mica y anfíbol) los que están presentes como grandes cristales, y el resto de minerales forma una paragénesis similar a la que cristaliza en la facies de leucogabros del cuerpo al que atraviesan estas venas porfídicas en el sector de Molinos. El proceso podría haber ocurrido de la siguiente manera: 1) se produce la inyección de un magma rico en volátiles, residual de la cristalización del cuerpo de leucogabros en estas venas; tenemos rápido enfriamiento inicial, con altas tasas de nucleación, de modo que cristalizan como minerales tempranos

minerales opacos, apatito y algo de plagioclasa de pequeño tamaño; 2) ese sobreenfriamiento inicial hace que se concentre en el magma residual una fase vapor que concentra el potasio y provoca la formación de grandes cristales de anfíbol y mica; 3) la desgasificación hace que localmente aumente la temperatura del liquidus y el magma vuelve a saturarse en minerales de mayor temperatura (plagioclasa que rodea a anfíbol y mica + esfena) y 4) tras esto cristalizan el resto de minerales de la matriz, incluyendo clinopiroxeno, que vuelve a ser estable en el residuo anhidro.

Por tanto, estas venas que fueron descritas en el capítulo II como zonas de tipo miarolítico, parecen presentar texturas consistentes con dicho origen, apoyando una mayor concentración de volátiles en el sector de Molinos, lo cual a su vez se encuentra acorde con que este sector represente una parte más somera de la intrusión.

#### III.2.2.2.2.- Venas anortosíticas y sieníticas

Los restantes tipos de venas félsicas que cortan a las distintas facies de gabros se distinguen, al igual que éstos, por variación en las proporciones modales de sus minerales más abundantes, que aquí están representados por plagioclasa y feldespato alcalino. Así, existen venas que concentran fuertemente la plagioclasa, sin contener feldespato alcalino y con sólo cantidades menores de clinopiroxeno y minerales opacos, por lo cual en los diagramas de clasificación, se sitúan en el campo de anortositas (Fig. III.7). Sin embargo, el tipo de vena félsica más abundante, contiene tanto plagioclasa como feldespato alcalino, para proporciones similares de clinopiroxeno y minerales opacos, y se clasifica, dentro del diagrama QAPF, en dos subtipos: sienitas y sienitas



**Figura III.9**

A) Vena anortosítica con laminación ígnea muy marcada. B) Vena sienítica. Agregado de minerales coloreados: clinopiroxeno, opacos y mica. C) Vena sienítica de feldespato alcalino. Clinopiroxeno subhedral de color verde, minerales opacos y micas. El feldespato alcalino presenta un aspecto sucio debido por un lado al reemplazamiento parcial que están sufriendo a sericitización y, por otro, a la pertitización. D) Vena sienítica de feldespato alcalino. Micas subhedrales.



de feldespato alcalino, cuando éste llega a ser mayoritario (Fig. III.7).

Las venas anortosíticas sólo aparecen en el sector de Molinos en relación con la facies de leucogabros, mientras que las venas sieníticas de ambos tipos aparecen tanto en el sector de Morro Negro como en el sector de Molinos, aunque en este último son mucho más frecuentes y están más relacionadas con las facies de gabros s.s. y leucogabros que con las facies melanocráticas.

Todas estas venas presentan textura fanerítica, granular hipidiomorfa de grano medio en los tipos anortosíticos y de grano medio a grueso en los dos tipos sieníticos. La textura general en las venas de anortosita está definida por una acusada laminación ígnea (Fig. III.9A), similar a la descrita en la facies de leucogabros a los que se asocian, mientras que en las venas sieníticas las texturas tienden a ser intergranulares, a veces con ligera orientación fluidal marcada por los grandes cristales de plagioclasa. Todas ellas están formadas, aparte de los feldespatos, por clinopiroxeno, minerales opacos, anfíbol, mica, apatito, esfena (Tabla III.2) y ocasionalmente circón en el caso de las venas sieníticas.

Las plagioclasas en las venas anortosíticas presentan hábito de euhedral a subhedral, con formas prismáticas y un tamaño que varía de 0.5 a 2 mm. No presentan zonado, o éste no se llega a apreciar, dado que están afectadas por alteración moderada en los bordes de cristal, con reemplazamientos de sericita. En las venas de sienita, la plagioclasa es algo más grande (3-5 mm) que el feldespato alcalino (1-3 mm) y menos abundante que éste. Su hábito es subhedral y forma prismas tabulares sin zonado, que a veces pueden contener pequeños cristales de minerales opacos. El feldespato alcalino presenta hábito anhedral, un grado de alteración elevado y normalmente está pertitzado. La morfología de las pertitas se describirá en la sección III.3, a partir de imágenes BSE (Back-scattered electrons). Los cristales de menor tamaño, libres de pertitas, presentan zonado concéntrico.

El clinopiroxeno aparece en cristales de pequeño tamaño (0.5-1.3 mm) y hábito subhedral a anhedral en todas las venas. En los tipos anortosíticos presenta color rosado y ligero pleocroísmo, similares a los del clinopiroxeno de las facies de gabros, aunque sin zonar (Fig. III.9B). Este clinopiroxeno podría ser semejante en composición al que forma la zona de borde más externa de los cristales en todas las facies de gabros. Sin embargo, en las venas sieníticas, el clinopiroxeno es de color verde claro y sin pleocroísmo, también sin zonar (Fig. III.9C).

Los minerales opacos tienen hábito euhedral cuando aparecen incluidos en clinopiroxeno (lo cual sucede en los dos tipos de este mineral descritos en el párrafo anterior), o en plagioclasa, anfíbol y mica, lo que sucede en los dos tipos de venas sieníticas. Cuando aparecen como minerales aislados son subhedrales y pueden estar parcialmente rodeados por mica, al igual que se ha descrito en las facies de gabros. Esta mica (Fig. III.9D) es también de características

similares a la presente en los gabros, salvo por el hecho de estar en ocasiones parcialmente reemplazada por clorita.

El anfíbol es muy poco común en estas venas y sólo ha sido identificado en una muestra (AC 137-1, vena de sienita). Presenta características de color, pleocroísmo y ligero zonado similares a las del anfíbol de cuerpos pegmatoides y venas anfibólicas. Aparece en prismas aislados, subhedrales, en ocasiones con macla de dos individuos, así como en agregados de cristales de pequeño tamaño y contornos redondeados. Normalmente presenta inclusiones de opacos y una alteración moderada a anfíbol verdoso alrededor de los bordes de cristal.

Apatito y esfena aparecen como minerales accesorios en muy baja proporción. El apatito presenta aproximadamente el mismo tamaño que la mica en las venas anortosíticas, donde aparece en prismas euhedrales, y es diminuto y de hábito acicular en las venas de tipo sienítico. La esfena, a su vez, también disminuye de tamaño de las venas anortosíticas a las sieníticas, en las que aparece en cuñas diminutas que crecen asociadas al feldespato alcalino.

Las características mineralógicas y texturales de las venas félsicas, tanto de tipo anortosítico como de tipo sienítico, son en buena medida similares a las de los gabros de las facies más félsicas, lo cual sugiere que pudieran representar residuos finales de la cristalización de estos últimos.



### III.3.- QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

La composición química de elementos mayores de olivino, clinopiroxeno, feldespato, anfíbol, minerales opacos, biotita, apatito, esfena y circón, junto con elementos traza en esfena, se determinó mediante microsonda de electrones, mientras que, los elementos traza en clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol y apatito se determinaron mediante Láser ICP-MS (ver capítulo I.3). Las imágenes de electrones retrodispersados (BSE, *Back-scattered electrons*) fueron obtenidas desde la microsonda de electrones. Los análisis de elementos mayores y traza para todos los minerales analizados se han recopilado en el anexo IX.2.1, dentro del CD adjunto con el manuscrito de este trabajo.

#### III.3.1.- GABROS

Al igual que en la petrografía, la composición química de los minerales en las distintas facies de gabros, cuerpos pegmatoides asociados y venas félsicas, las descripciones sobre la química mineral que a continuación se presentan se van a realizar teniendo en cuenta todas las facies al mismo tiempo e indicando, cuando fuera necesario, las diferencias composicionales entre unas facies y otras.

##### III.3.1.1.- Olivino

La fórmula estructural del olivino fue calculada considerando cuatro oxígenos y tres cationes. El cálculo del  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  se obtuvo mediante el método de balance de cargas de Droop (1987). Los olivinos se han clasificado teniendo en cuenta los términos finales de forsterita ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ) y fayalita ( $(\text{Fe}^{2+})_2\text{SiO}_4$ ) establecidos por Deer *et al.*, (1992).

La variación composicional global del olivino es muy similar tanto en el sector de Morro Negro como en el sector de Molinos, aunque dentro de cada muestra no suele superar el 3 % en componente forsterítico, en concordancia con la ausencia de zonado óptico descrita en la sección III.2. Sin embargo, desde las facies melanocráticas hasta las facies de gabros s.s., el olivino va siendo más pobre en  $\text{MgO}$  y más rico en  $\text{FeO}$ . De este modo, el intervalo de composiciones que presentan las facies melanocráticas varía desde  $\text{Fo}_{80}\text{Fa}_{20}$  hasta  $\text{Fo}_{65}\text{Fa}_{35}$ , mientras que en la facies de gabros s.s. la variación queda restringida a  $\text{Fo}_{64}\text{Fa}_{36}$  -  $\text{Fo}_{61}\text{Fa}_{39}$ .

Si observamos la variación por muestras, parece existir cierta tendencia a que el olivino disminuya su contenido en forsterita, dentro de una misma facies (melanogabros y gabros olivínicos) desde las partes bajas del sector de Morro Negro (muestras del punto 6,  $\text{Fo}_{78-74}$  y  $\text{Fo}_{71-70}$ ) hacia partes estratigráficamente más altas (muestras de los puntos 15,  $\text{Fo}_{71-69}$  y 12,  $\text{Fo}_{70-69}$  respectivamente). La comparación de estas

composiciones con las del cuerpo de melanogabros y gabros olivínicos más meridional del sector de Molinos (muestra del punto 29,  $Fo_{68-65}$ ) es también consistente con esta tendencia. Sin embargo, en el cuerpo más septentrional (muestra del punto 131,  $Fo_{80-77}$ ) se invierte, por lo que el patrón debe ser más irregular y podría estar relacionado con la existencia de varios pulsos magmáticos.

Los elementos traza más abundantes en los olivinos de la intrusión de Los Molinos son CaO y NiO. El CaO presenta contenidos de entre 0.02 y 1.61 % en peso en las facies melanocráticas, y hasta 0.25 % en peso en los gabros s.s. El MnO, a su vez, varía entre 0.04-0.6 % en peso en las facies melanocráticas y puede alcanzar valores de hasta 0.8 % en peso en los gabros s.s. Ambos tienden ligeramente a aumentar a medida que disminuye el contenido en forsterita (Fig. III.10A y B), lo que indica su sustitución por  $Fe^{2+}$  en la estructura del olivino. Por otra parte, NiO,  $Al_2O_3$  y  $Cr_2O_3$  no se correlacionan con el contenido en forsterita, sino que tienden a disminuir de centro a borde de cristal para una misma muestra (Tabla IX.2.1) y desde los olivinos de facies melanocráticas a los de la facies de gabo s.s. (Fig. III.10 C, D, E y F). Este descenso de los contenidos de  $Al_2O_3$  y  $Cr_2O_3$  puede ser debido a la presencia de las inclusiones de minerales opacos que se describieron en la sección III.2.

Dada la variación observada en MgO y FeO en los olivinos de la intrusión de Los Molinos, se han estimado sus temperaturas de cristalización a partir de su contenido de CaO en olivino, con el geobarómetro propuesto por De Hoog *et al.*, (2010):

$$T_{Ca-ol} (^{\circ}C) = ((10539 + 79.8P) / (15.45 - \ln Ca^{ol})) - 273$$

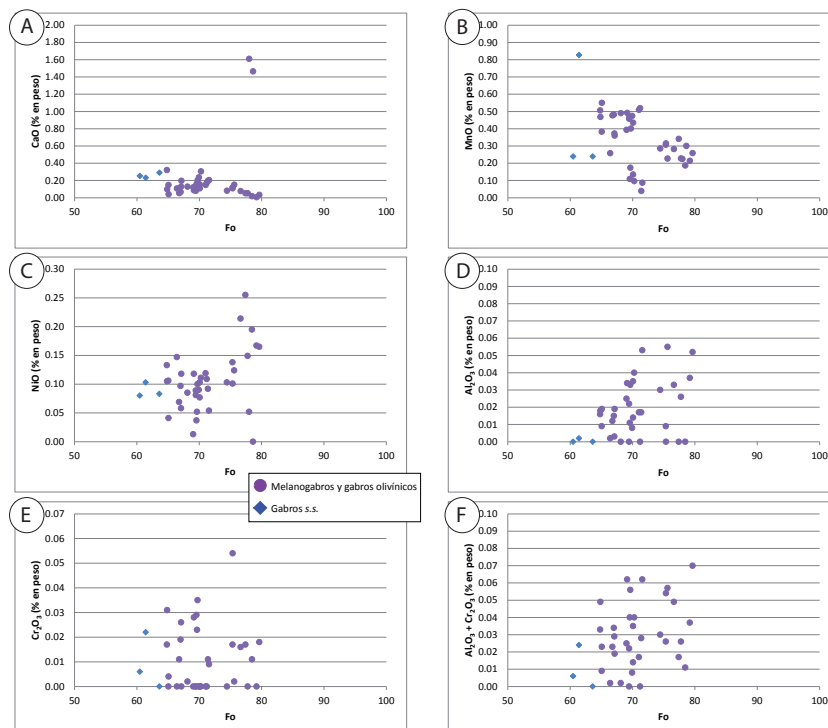


Figura III.10

Diagramas de variación composicional para elementos traza en los olivinos de las facies de melanogabro-gabro olivínico y gabo s.s. de la intrusión de Los Molinos. Ver texto para explicación.

donde  $Ca^{ol}$  es el contenido en Ca en ppm, y P es presión, en Kb. Dado que este termómetro presenta una ecuación ligeramente dependiente de la presión, se han obtenido los valores de temperaturas para un intervalo de entre 1 y 4 kb, ya que según Jurewicz y Watson (1988) los olivinos que presentan cantidades de  $Ca\ CaO \geq 0.2\%$  en peso (como ocurre en la intrusión de Los Molinos, ver anexo, Tabla IX.2.1) han cristalizado a baja presión.

Los resultados de estos cálculos se muestran en la Tabla III.3. El promedio de las temperaturas calculadas a 1 ó 4 Kb varía entre los 22° y 44°C, aproximadamente dentro del rango de error establecido para este geotermómetro (32°C, De Hoog *et al.*, 2010), de modo que se puede considerar que el intervalo de presión estimado no modifica sustancialmente la temperatura de cristalización obtenida. Los promedios de temperatura de cristalización de olivino son ligeramente superiores en los centros que en los bordes de cristal y mayores en el sector de Morro Negro que en el sector de Molinos. Estos promedios son de 1136°C – 1167°C para los centros de olivino en el sector de Morro Negro a 1 y 4 Kb respectivamente y de 1123°C – 1156°C para los bordes del cristal en el mismo sector, mientras que en el sector de

**Tabla III.3**  
Temperaturas basadas en la  
cantidad de CaO en olivino  
(De Hoog, 2010).

Muestra	Sector	Clasificación	Análisis	Area del cristal	Forsterita	T <sub>Ca-Ol</sub> (1 Kbar)	T <sub>Ca-Ol</sub> (4Kbar)
61332	Morro Negro	MO y GO	53	Centro	66.41	1033.22	1062.67
61332	Morro Negro	MO y GO	95	Centro	65.05	1085.89	1116.53
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	94	Centro	71.40	1137.52	1169.32
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	110	Centro	70.09	1091.70	1122.46
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	141	Centro	70.28	1225.15	1258.93
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	9	Centro	71.02	1085.89	1116.53
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	14	Centro	69.46	1054.46	1084.39
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	4	Centro	74.44	988.58	1017.02
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	6	Centro	75.33	1034.71	1064.19
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	15	Centro	78.62	1650.03	1693.39
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	35	Centro	75.36	1051.75	1081.61
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	50	Centro	75.61	1089.39	1120.11
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	58	Centro	69.04	1051.75	1081.61
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	114	Centro	69.72	1140.35	1172.22
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	118	Centro	69.94	1172.19	1204.77
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	99	Centro	71.21	1115.67	1146.98
AC 81-4	Morro Negro	G	17	Centro	60.49	1185.21	1218.08
AC 81-4	Morro Negro	G	69	Centro	63.61	1213.89	1247.41
AC 81-4	Morro Negro	G	53	Centro	61.43	1167.99	1200.48
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	84	Borde	71.56	1144.09	1176.04
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	109	Borde	69.65	1059.79	1089.84
AC 6-1	Morro Negro	MO y GO	140	Borde	69.56	1098.48	1129.40
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	16	Borde	78.00	1683.47	1727.58
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	34	Borde	76.64	981.03	1009.31
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	113	Borde	70.09	1034.71	1064.19
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	45	Borde	69.46	986.72	1015.12
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	79	Borde	69.15	997.62	1026.27
AC 29-3	Molinos	MO y GO	1	Centro	67.14	1136.56	1168.34
AC 29-3	Molinos	MO y GO	19	Centro	66.77	928.06	955.13
AC 29-3	Molinos	MO y GO	24	Centro	68.11	1061.11	1091.18
AC 29-3	Molinos	MO y GO	43	Centro	64.80	1235.34	1269.34
AC 29-3	Molinos	MO y GO	71	Centro	67.01	958.61	986.38
AC 131-1	Molinos	MO y GO	1	Centro	78.45	797.32	821.45
AC 131-1	Molinos	MO y GO	10	Centro	77.76	925.47	952.49
AC 131-1	Molinos	MO y GO	20	Centro	79.18	690.62	712.34
AC 29-3	Molinos	MO y GO	42	Borde	65.09	894.17	920.48
AC 29-3	Molinos	MO y GO	45	Borde	64.85	1019.39	1048.53
AC 29-3	Molinos	MO y GO	70	Borde	67.10	1061.11	1091.18
AC 131-1	Molinos	MO y GO	9	Borde	77.40	925.47	952.49
AC 131-1	Molinos	MO y GO	19	Borde	79.62	870.63	896.42

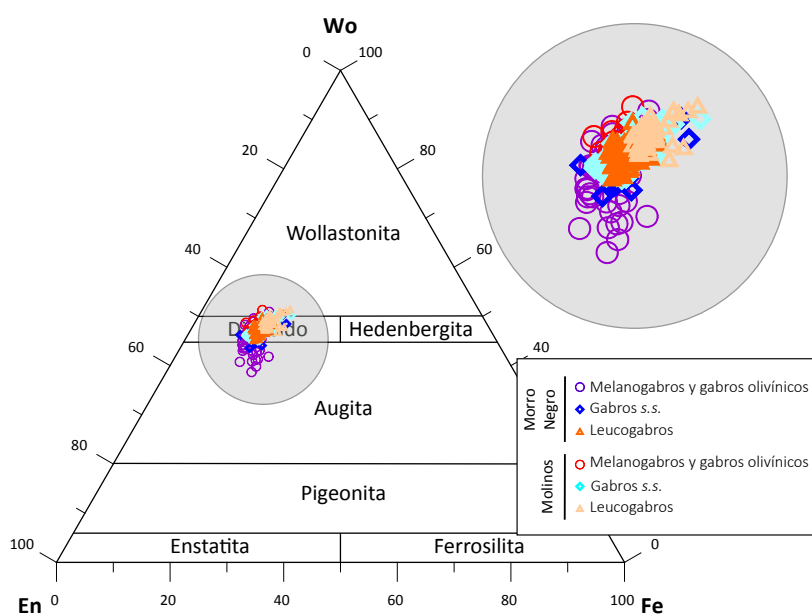
La columna de forsterita se refiere a la cantidad de esta molécula obtenida a partir del análisis (ver Tabla IX.2.1)

Molinos, los centros de olivino presentan temperaturas promedio de 967°C – 995°C y los bordes de 954°C – 982°C (Tabla III.3). En este último sector, se han hallado temperaturas de entre 701 y 883 oC (muestra AC 131-1) que corresponden a las calculadas en olivinos con los contenidos de forsterita más elevados para toda la intrusión ( $Fo > 78$ , Tabla III.3), parecen indicar que estos cristales han debido cristalizar a mayor presión que el resto.

### III.3.1.2.- Clinopiroxeno

La fórmula estructural del clinopiroxeno fue calculada considerando seis oxígenos y cuatro cationes. El cálculo de  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$  se obtuvo mediante el método de balance de cargas de Droop (1987). La clasificación se ha realizado teniendo en cuenta los términos finales de enstatita ( $Mg_2Si_2O_6$ ), ferrosilita ( $Fe^{2+}_2Si_2O_6$ ) y wollastonita ( $CaSiO_3$ ) según Morimoto *et al.*, (1988).

En la facies de melanogabros y gabros olivínicos, existen ciertas diferencias en la composición del clinopiroxeno por sectores. Así, en algunas muestras situadas en las partes más bajas del sector de Morro Negro (61332 y AC 6-1), el clinopiroxeno es de tipo augita, rica en  $Al_2O_3$  y  $Cr_2O_3$  (Fig. III.11). Este clinopiroxeno presenta, como se describió en la sección III.2, un zonado muy sutil, de concéntrico a oscilatorio, pero con poco número de zonas de contorno irregular (Fig. III.12A). Esas ligeras oscilaciones corresponden, composicionalmente, a zonas algo enriquecidas en calcio, de modo que pasan a ser diopsídicas, y con algo mayor  $TiO_2$  y  $Al_2O_3$ , aunque en general ambos elementos se encuentran en concentraciones bajas (alrededor del 1 % y del 2-3 % en peso, respectivamente). El zonado concéntrico, también sutil, está



**Figura III.11**

Diagrama de clasificación de los clinopiroxenos para las facies de melanogabro-gabro olivínico, gabro s.s. y leucogabro de la intrusión de Los Molinos, según Morimoto *et al.*, (1988). Wo: wollastonita. Fe: ferrosilita. En: enstatita.



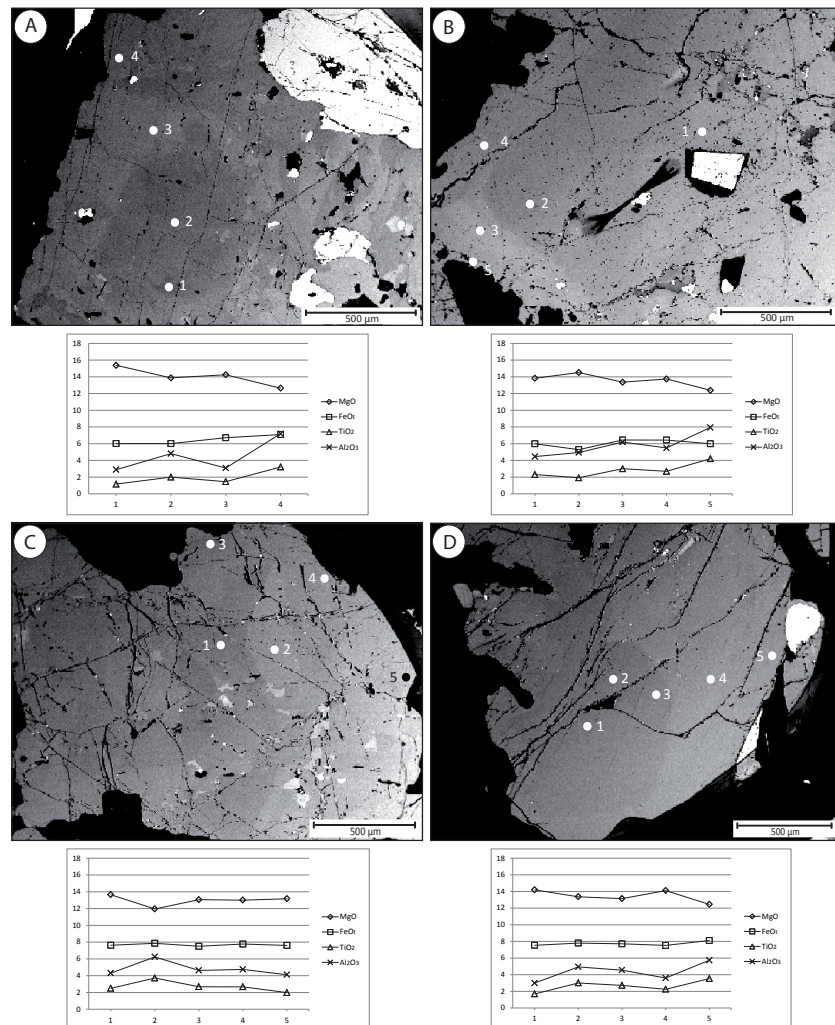
marcado por el descenso de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de centros a bordes de cristal, desde 0.7 hasta 0.2 % en peso.

En el resto de melanogabros y gabros olivínicos del sector de Morro Negro, los clinopiroxenos son diópsidos (Fig. III.11), siempre ricos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Los zonados oscilatorios están marcados por la variación de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Feo}_{\text{total}}$ , que probablemente se encuentra relacionada con la co-cristalización de óxidos tempranos (ver sección III.2). Algunas zonas con morfología irregular (parches) son de diópsido subsilíceo, enriquecido en  $\text{CaO}$  (> 23 % en peso),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (hasta 6 % en peso) y  $\text{TiO}_2$  (hasta 3 % en peso). Los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  en ambas zonas del sector de Morro Negro son bajos y bastante constantes, entre 0.3 y 0.5 % en peso.

Los clinopiroxenos de los melanogabros y gabros olivínicos del sector de Molinos presentan composiciones similares a las que se acaban de describir, a excepción de que en ellos los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  llegan a alcanzar hasta un 1 % en peso y son algo más comunes los parches enriquecidos en  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. III.12B).

**Figura III.12**

Imágenes BSE de los clinopiroxenos de las facies de melanogabro-gabro olivínico y gabro s.s. de la intrusión de Los Molinos. Las zonas claras, que corresponden a zonas coloreadas en el microscopio óptico, se encuentran enriquecidas en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y empobrecidas en  $\text{MgO}$  con respecto a las oscuras, (zonas no coloreadas en el microscopio óptico). A) Clinopiroxeno con zonado ligeramente oscilatorio en una muestra de melanogabro olivínico del sector de Morro Negro. B) Clinopiroxeno de un gabro olivínico en el sector de Molinos, que presenta un parche claro en el borde de cristal, con fuerte enriquecimiento en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . C) Clinopiroxeno de la facies de gabro s.s. con zonado en parches. D) Clinopiroxeno de una muestra de gabro s.s. perteneciente al sector de Molinos, que presenta zonado sectorial imperfecto. Obsérvese la similitud de composición con el zonado en parches del clinopiroxeno en C.



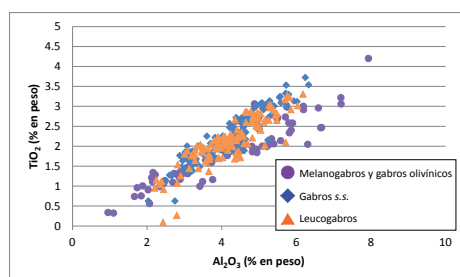
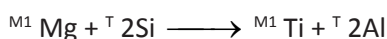
**Figura III.13**

Diagrama composicional  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{TiO}_2$  para los clinopiroxenos de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

Estas variaciones pueden ser explicadas en términos de la siguiente sustitución acoplada:



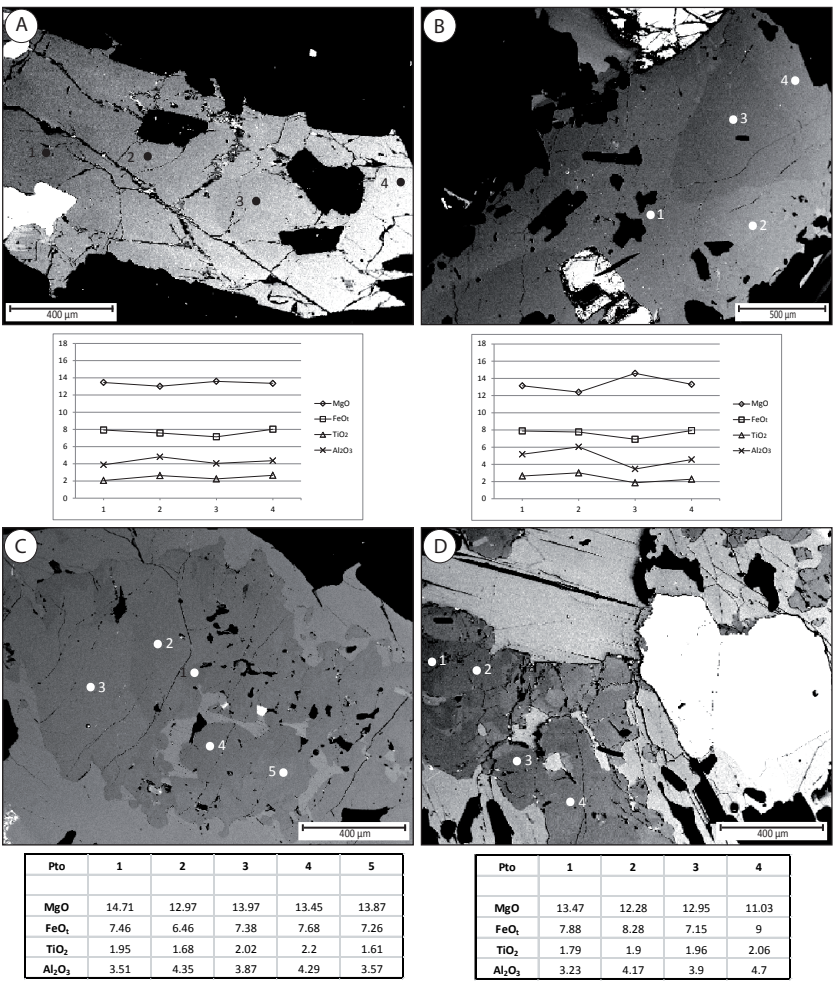
, en la cual el titanio entra a sustituir a magnesio en las posiciones octaédricas del clinopiroxeno, y el aumento de carga positiva que ello supone es compensado con la sustitución de aluminio por sílice en las posiciones tetraédricas. La buena correlación positiva entre Ti y  $\text{Al}^{\text{IV}}$  que aparece en todas las facies de gabros (Fig. III.13) confirma la dominancia de esta sustitución en la variación composicional del clinopiroxeno.

En los gabros s.s., la composición del clinopiroxeno es muy constante. Es de tipo diópsido (Fig. III.11), rico en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , con leve zonado que produce algunos parches o zonas de borde de cristal que siguen el patrón de sustitución acoplada mencionado anteriormente (Fig. III.12C). Además, algunas muestras del sector de Molinos llegan a desarrollar sectores algo imperfectos, también enriquecidos en  $\text{TiO}_2$  (hasta el 4 % en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (hasta el 6 % en peso) (Fig. III.12D). Como ya se comentó en la sección III.2, los zonados en parches parecen corresponder en realidad a zonados sectoriales imperfectamente desarrollados, dada la similitud de composiciones entre ambos casos texturales. El  $\text{Na}_2\text{O}$  en esta facies presenta contenidos de 0.5-0.6 % en peso, que tienden a aumentar hasta 0.8 % en peso en las zonas de borde de cristal.

La composición en el clinopiroxeno de la facies de leucogabro es también monótona. Se trata de diópsido rico en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y hierro. Los cuerpos de leucogabro del sector de Morro Negro presentan características de zonado similares a las de los gabros s.s. del mismo sector. Sin embargo, en el sector de Molinos, se llega a apreciar en algunos cristales de clinopiroxeno una tendencia de zonado normal (Fig. III.14A), con enriquecimiento en hierro de centro a borde de cristal, acompañada de ligero aumento de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (de 0.5 hasta 0.86 % en peso). Los parches y sectores ricos en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en esta facies de gabros también muestran tendencia al aumento de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. III.14B).

Es interesante destacar, que en todas las facies de gabros, los cristales de clinopiroxeno que están siendo reemplazados por anfíbol no presentan una composición diferente a los que no lo están (Fig. III.14C

**Figura III.14**  
Imágenes BSE de los clinopiroxenos de las facies de leucogabro de la intrusión de Los Molinos. A) Clinopiroxeno con zonado ligeramente concéntrico. B) Clinopiroxeno con zonado sectorial. C) y D) Clinopiroxenos con zonado en parches rodeados por anfíbol.



y III.14D) y tampoco se observa ninguna variación en zonas próximas al anfíbol. Esto es indicativo de que dicho reemplazamiento responde a la saturación del magma en volátiles para estabilizar anfíbol como ferromagnesiano frente a clinopiroxeno durante la cristalización.

La monotonía composicional en el clinopiroxeno de las facies de gabro s.s. y leucogabro, unida a la mayor frecuencia de zonados de tipo sectorial en esta última, parece indicar que el clinopiroxeno de la intrusión de Los Molinos cristalizó en una cámara probablemente dominada por procesos de convección (como establecen Aydin *et al.*, (2009) para explicar variedad de zonados a partir de un mismo pulso magmático) y con una cinética de crecimiento relativamente rápida. El primer factor (convección) explicaría la abundancia de fenómenos de oscilación en la concentración de elementos, así como la presencia de texturas de corrosión de zonas de crecimiento sin fuertes disequilibrios, es decir, sin cambios bruscos de composición. El segundo factor (cinética de crecimiento rápida) explica el desarrollo de zonados sectoriales (Wass, 1973) y morfologías de cristal muy alargadas (ver sección III.2) en las facies leucocráticas, especialmente en las del sector de Molinos, sugiriendo que éste representa una zona más somera de la cámara magmática.

Las bajas relaciones  $Al^{VI}/Al^{IV}$  que presentan todos los clinopiroxenos analizados, siempre inferiores a 0.25, sugieren bajas presiones de cristalización (Aoki y Shiba, 1973; Aydin *et al.*, 2009). Sin embargo, estas relaciones son similares para ambos sectores, y son tan solo un valor cualitativo de la presión. Por tanto, se han calculado presiones de cristalización en los centros de los cristales de clinopiroxeno mediante el geobarómetro propuesto por Nimis (1999), basado en la relación entre el volumen de la celda unidad del clinopiroxeno ( $V_{cell}$ ), el volumen del poliedro M1 ( $V_{M1}$ ) y su relación  $Mg / (Mg + Fe^{2+})_{Cpx}$  (Nimis, 1999). Dado que este cálculo requiere introducir un valor de temperatura, se ha utilizado como tal, el valor promedio más bajo de las temperaturas de cristalización obtenidas para el olivino, 1006 °C para el sector de Morro Negro y 1005 °C para el sector de Molinos, ya que el hecho de que texturalmente olivino y clinopiroxeno se encuentren con mucha frecuencia en contacto y además el clinopiroxeno incluya cristales de olivino de pequeño tamaño (ver sección III.2), indica que su cristalización ha podido ser más o menos coetánea. El barómetro aplicado fue el de las series moderadamente alcalinas, que presenta un error estándar de  $\pm 2$  Kb (Nimis, 1999).

Los resultados obtenidos (Tabla III.4) muestran presiones que disminuyen desde las facies melanocráticas hacia las facies más leucocráticas, acorde a lo esperado y, además, estas presiones son, por lo general, más bajas en el sector de Molinos. Así, los promedios obtenidos para las facies de melanogabros y gabros olivínicos, gabro s.s. y leucogabro son, respectivamente, de 3.8, 3.6 y 3.3 kb para el sector de Morro Negro y de 3.3, 3.2 y 1.8 kb en el sector de Molinos, lo que supone aproximadamente una profundidad de entre 12 y 6 Km aproximadamente. El geobarómetro usado es extremadamente dependiente de la temperatura, existiendo una diferencia de 1 kilobar por cada 20 °C (Nimis, 1999). El hecho de no conocer con exactitud la temperatura de cristalización del clinopiroxeno, sino que se ha estimado en base a las temperaturas obtenidas en olivino, junto con el elevado error estándar (2 kb para la serie medianamente alcalina, Nimis, 1999), alerta de que las presiones halladas, aunque razonables para la intrusión de Los Molinos, deben ser tomadas con precaución.

Por otro lado, y, al igual que ocurría con los elementos mayores, las concentraciones de elementos traza en el clinopiroxeno presentan pocas variaciones entre unas facies y otras y entre un sector y otro. Los espectros de REE, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), presentan poco enriquecimiento con respecto a éste (Fig. III.15 columna izquierda). Estos espectros son de forma convexa, puesto que concentran las tierras raras medias con respecto a las tierras raras ligeras y pesadas. Este patrón es característico de clinopiroxenos formados por acumulación a partir de un fundido basáltico (Irving y Frey, 1984), los cuales presentan un pico máximo en Nd, y a partir de él, un descenso en todas las tierras raras hasta el Lu. Además existe una ligera anomalía negativa de Eu, que parece ser un



Muestra	Clasf.	Sector	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P (kbar)
61332	MO	MR	51.911	0.754	1.841	7.286	0.138	16.822	20.252	0.272	5.7
61332	MO	MR	47.520	2.401	5.862	6.504	0.091	13.960	22.401	0.424	5.3
61332	MO	MR	49.958	1.654	3.151	8.224	0.221	15.058	20.738	0.438	5.0
61332	MO	MR	50.933	1.283	2.216	9.105	0.120	15.468	19.141	0.436	6.5
61332	MO	MR	51.410	1.106	2.148	8.532	0.144	15.893	20.092	0.331	5.2
61332	MO	MR	50.765	1.136	2.481	9.905	0.181	14.559	20.378	0.439	4.0
AC 6-2	MO	MR	52.317	0.956	1.736	6.553	0.059	14.921	22.759	0.655	2.5
AC 6-2	MO	MR	46.095	2.467	6.677	5.856	0.020	13.720	23.524	0.424	3.5
AC 6-2	MO	MR	48.564	1.999	5.093	6.030	0.000	14.535	23.195	0.466	3.7
AC 6-1	MO	MR	51.536	0.903	2.031	6.538	0.102	15.778	21.703	0.382	3.6
AC 6-1	MO	MR	50.394	1.308	3.091	6.870	0.224	15.814	21.389	0.347	4.9
AC 6-1	MO	MR	50.034	0.994	3.415	6.200	0.097	15.740	22.193	0.298	3.9
AC 6-1	MO	MR	50.291	1.458	3.052	6.639	0.180	15.672	21.291	0.381	4.9
AC 12-2	MO	MR	49.946	1.164	2.888	6.008	0.165	15.375	22.595	0.407	3.2
AC 12-2	MO	MR	48.230	1.998	4.810	6.012	0.094	13.870	23.302	0.411	2.9
AC 12-2	MO	MR	46.972	2.582	5.803	6.832	0.142	12.981	23.392	0.528	2.8
AC 12-2	MO	MR	45.876	2.957	6.593	6.811	0.153	12.283	23.601	0.538	2.9
AC 15-5	MO	MR	47.783	1.973	4.612	6.372	0.091	14.087	22.540	0.455	3.2
AC 15-5	MO	MR	48.545	1.761	4.149	7.534	0.064	14.733	22.593	0.469	3.0
AC 15-5	MO	MR	47.126	2.034	5.263	6.836	0.121	13.920	23.199	0.453	2.5
AC 15-5	MO	MR	47.635	2.058	5.396	6.984	0.084	13.954	23.241	0.482	2.7
AC 15-5	MO	MR	46.620	2.729	5.708	7.058	0.064	13.675	23.420	0.529	2.4
AC 29-3	MO	ML	47.920	2.645	4.804	7.342	0.129	13.666	22.581	0.529	2.8
AC 29-3	MO	ML	48.852	2.184	4.489	5.947	0.132	14.480	22.584	0.514	4.1
AC 29-3	MO	ML	46.433	2.915	6.193	6.916	0.123	13.165	22.899	0.604	3.6
AC 131-1	MO	ML	48.418	1.923	4.941	5.288	0.091	14.517	23.392	0.425	3.6
AC 131-1	MO	ML	48.764	2.306	4.458	5.989	0.024	13.832	23.354	0.544	2.7
61329	G	MR	48.924	1.687	4.427	7.659	0.060	14.433	22.063	0.438	4.0
61329	G	MR	49.907	1.886	4.039	7.649	0.121	15.059	21.811	0.416	4.2
61329	G	MR	49.360	1.891	3.804	7.673	0.177	14.987	21.874	0.430	3.7
61329	G	MR	49.292	2.117	4.500	8.136	0.057	14.521	22.032	0.408	3.7
AC 81-4	G	MR	49.879	2.087	3.792	7.584	0.043	13.552	22.492	0.473	3.2
AC 81-4	G	MR	51.173	0.623	2.746	8.071	0.030	13.478	22.670	0.638	3.3
AC 81-4	G	MR	50.468	2.002	3.072	7.401	0.046	14.725	22.414	0.456	2.5
AC 81-4	G	MR	50.404	1.629	3.563	6.844	0.125	13.711	22.394	0.648	4.8
AC 81-4	G	MR	48.416	2.815	5.086	7.724	0.000	13.317	22.536	0.572	3.6
AC 81-4	G	MR	50.204	1.999	3.425	7.456	0.027	14.798	22.421	0.508	3.0
AC 20-1	G	ML	48.242	2.759	5.118	8.209	0.187	12.925	22.838	0.586	2.6
AC 20-1	G	ML	48.461	2.603	5.066	7.594	0.163	13.079	22.945	0.586	3.2
AC 20-1	G	ML	49.006	1.964	4.410	7.988	0.227	12.414	23.262	0.717	2.5
AC 20-1	G	ML	47.958	2.671	4.941	7.272	0.163	12.666	22.860	0.701	3.2
AC 20-1	G	ML	49.745	1.695	3.844	7.516	0.215	12.846	23.528	0.679	2.0
AC 20-1	G	ML	47.917	2.559	4.696	7.600	0.151	13.052	22.171	0.546	3.5
AC 21-1	G	ML	49.485	2.019	3.944	7.297	0.123	14.264	21.888	0.485	4.3
AC 21-1	G	ML	48.303	2.347	5.106	6.802	0.137	12.672	23.587	0.766	3.3
AC 21-1	G	ML	47.649	2.679	4.689	7.629	0.195	13.424	23.003	0.498	1.9
AC 21-1	G	ML	48.536	2.569	4.211	7.601	0.148	13.639	22.859	0.508	1.9
AC 21-1	G	ML	49.605	2.005	3.391	7.555	0.151	14.051	23.160	0.549	1.6
AC 21-1	G	ML	47.885	3.136	5.288	8.409	0.202	12.980	22.214	0.559	3.3
AC 21-1	G	ML	47.661	2.948	5.098	7.744	0.098	13.219	23.156	0.572	2.0
AC 21-1	G	ML	46.405	3.530	5.730	8.104	0.180	12.447	22.552	0.564	2.3
AC 21-1	G	ML	48.459	2.821	4.799	6.944	0.123	13.065	23.381	0.888	2.7
AC 21-1	G	ML	47.860	2.689	4.659	7.386	0.162	13.490	23.288	0.519	1.7
AC 21-1	G	ML	50.556	1.761	2.878	7.720	0.144	13.777	22.691	0.426	1.4
AC 23-1	G	ML	47.871	3.086	5.086	8.247	0.071	12.790	21.888	0.529	4.0
AC 23-1	G	ML	48.237	2.515	4.970	6.390	0.064	12.822	23.016	0.641	4.2
AC 23-1	G	ML	46.731	2.970	5.351	7.763	0.044	12.449	23.048	0.590	1.5
AC 23-1	G	ML	48.306	2.669	4.435	7.796	0.111	13.024	23.015	0.481	1.2
AC 23-1	G	ML	48.049	2.792	5.348	7.560	0.102	13.082	22.822	0.492	3.4
AC 23-1	G	ML	47.919	2.652	4.874	8.249	0.236	12.833	22.400	0.515	2.7
AC 23-1	G	ML	49.490	2.087	4.041	7.626	0.155	13.382	22.471	0.461	3.4
AC 23-5	G	ML	48.580	2.201	4.349	8.038	0.185	13.472	22.256	0.528	2.9
AC 23-5	G	ML	46.959	3.223	5.548	7.675	0.200	13.175	22.550	0.662	3.2
AC 23-5	G	ML	48.450	2.702	4.690	7.661	0.192	13.632	22.471	0.510	2.8
AC 23-5	G	ML	46.116	3.721	6.242	7.858	0.092	11.948	21.588	0.535	5.5
AC 23-5	G	ML	48.574	2.491	4.306	7.624	0.168	13.647	22.070	0.547	3.2
AC 34-1	G	ML	47.662	2.539	5.111	6.733	0.057	13.682	22.495	0.721	4.0
AC 34-1	G	ML	50.892	1.644	3.232	6.313	0.141	14.452	21.692	0.652	6.3
AC 34-1	G	ML	51.711	1.123	2.498	6.227	0.091	15.092	22.252	0.583	4.5

Muestra	Clasf.	Sector	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P (kbar)
AC 34-1	G	ML	50.211	1.512	3.207	6.063	0.107	14.890	22.296	0.617	4.1
AC 34-1	G	ML	50.450	1.388	2.830	6.281	0.107	14.736	22.033	0.689	4.3
AC 34-1	G	ML	50.220	1.487	3.417	6.892	0.076	14.701	21.622	0.717	5.5
AC 34-1	G	ML	49.992	1.585	3.628	6.486	0.168	14.221	22.130	0.592	5.1
AC 34-1	G	ML	49.259	1.908	3.893	6.902	0.118	14.144	21.721	0.646	5.1
AC 34-1	G	ML	48.389	2.347	4.644	6.642	0.030	13.831	22.117	0.639	4.8
AC 34-1	G	ML	49.895	1.655	3.557	6.086	0.152	14.883	22.042	0.625	4.8
AC 36-1	G	ML	49.651	1.756	3.173	7.792	0.194	14.389	21.812	0.467	3.0
AC 36-1	G	ML	49.791	1.660	3.297	7.594	0.135	13.545	22.578	0.557	2.3
AC 36-1	G	ML	49.800	1.634	3.117	7.857	0.161	13.263	22.627	0.549	1.7
AC 36-1	G	ML	49.721	1.576	3.155	7.881	0.166	14.318	22.067	0.453	2.6
AC 36-1	G	ML	46.722	3.115	6.020	7.835	0.090	12.011	22.857	0.583	3.4
AC 36-1	G	ML	49.770	1.743	3.003	7.872	0.087	14.308	22.312	0.451	2.1
AC 36-2	G	ML	47.900	2.544	4.561	7.519	0.003	13.621	22.819	0.550	2.2
AC 36-2	G	ML	47.584	2.648	4.747	6.670	0.000	13.822	22.811	0.523	2.5
AC 36-2	G	ML	48.193	2.814	4.803	7.466	0.000	13.110	22.951	0.467	2.1
AC 10-1	L	MR	47.940	2.498	4.897	7.462	0.174	13.374	21.905	0.521	4.5
AC 10-1	L	MR	46.485	3.307	6.180	7.725	0.192	13.154	22.530	0.517	3.2
61318	L	MR	49.415	1.905	3.286	7.467	0.113	14.437	22.003	0.483	2.8
61318	L	MR	50.013	1.736	3.684	7.237	0.113	14.550	21.525	0.436	5.2
61318	L	MR	43.512	2.666	4.785	7.797	0.123	13.563	22.784	0.542	1.5
61318	L	MR	49.781	1.764	3.647	7.159	0.147	14.578	22.341	0.509	3.1
61318	L	MR	48.709	2.612	4.842	7.495	0.147	13.713	21.811	0.511	5.1
61323	L	MR	48.336	2.605	4.829	7.529	0.117	13.547	22.123	0.509	4.0
61323	L	MR	50.466	1.257	2.904	7.037	0.098	13.725	23.512	0.708	1.3
61323	L	MR	47.179	3.267	5.759	7.586	0.135	13.140	22.077	0.512	4.3
61323	L	MR	50.105	1.680	4.350	6.462	0.162	12.972	23.255	0.665	5.1
61323	L	MR	49.806	1.951	3.513	7.455	0.142	14.708	22.353	0.415	2.7
61323	L	MR	49.376	1.936	3.628	7.455	0.168	14.400	21.853	0.476	3.3
61324	L	MR	48.233	2.095	5.718	6.918	0.067	13.711	21.673	0.557	7.8
61324	L	MR	48.177	2.400	5.049	6.779	0.000	13.449	22.433	0.435	4.6
61324	L	MR	49.100	2.035	3.710	7.253	0.000	13.835	23.088	0.611	1.9
61324	L	MR	47.172	2.893	5.412	7.222	0.000	13.440	22.608	0.488	2.8
61324	L	MR	47.768	2.821	4.996	8.073	0.000	12.912	22.747	0.641	2.2
61335	L	MR	51.098	0.949	2.207	7.347	0.124	14.789	22.857	0.441	1.5
61335	L	MR	49.906	1.437	3.380	7.731	0.157	14.200	22.515	0.488	2.3
61335	L	MR	49.425	1.950	3.889	6.583	0.133	14.638	23.158	0.473	2.4
61335	L	MR	51.220	0.846	2.072	7.692	0.168	15.194	22.771	0.460	2.0
AC 127-1	L	MR	48.369	2.814	5.046	7.378	0.109	12.784	23.002	0.486	3.0
AC 127-1	L	MR	49.752	2.006	3.336	7.907	0.033	12.956	23.130	0.495	0.6
AC 127-1	L	MR	48.449	2.650	5.167	7.498	0.051	13.519	22.348	0.456	4.3
AC 127-1	L	MR	48.114	2.818	5.479	7.008	0.017	13.185	22.646	0.556	4.6
AC 127-1	L	MR	48.615	2.507	5.084	7.333	0.065	13.427	23.076	0.555	3.2
AC 127-1	L	MR	48.462	2.707	4.989	7.715	0.124	13.288	22.681	0.490	3.1
AC 127-1	L	MR	47.963	2.709	4.929	8.135	0.146	13.221	22.387	0.579	2.8
AC 10-1	L	MR	47.469	2.650	5.174	7.884	0.148	13.141	22.487	0.505	2.7
AC 10-1	L	MR	48.218	2.235	3.903	7.725	0.201	14.043	21.950	0.493	2.9
AC 10-1	L	MR	47.667	2.775	5.444	7.654	0.042	13.259	22.808	0.507	2.9
AC 10-1	L	MR	49.202	2.219	4.410	7.363	0.125	13.177	22.242	0.601	4.8
AC 21-2	L	ML	48.849	2.240	4.090	7.840	0.046	12.814	22.881	0.613	2.0
AC 21-2	L	ML	46.693	2.122	5.076	9.461	0.053	9.993	23.970	0.889	2.0
AC 21-2	L	ML	49.285	2.013	3.935	7.758	0.074	13.684	22.934	0.617	2.1
AC 21-2	L	ML	48.201	2.723	4.840	7.394	0.110	12.763	23.600	0.719	1.5
AC 21-3	L	ML	47.556	2.739	4.841	7.533	0.081	12.690	23.257	0.660	1.5
AC 21-3	L	ML	48.335	2.794	4.882	7.264	0.045	12.537	23.743	0.855	1.9
AC 21-3	L	ML	48.818	2.350	4.538	8.089	0.163	12.811	22.834	0.558	2.6
AC 21-3	L	ML	47.672	2.631	4.815	7.576	0.170	13.017	23.089	0.526	1.6
AC 21-3	L	ML	48.608	2.058	3.887	7.927	0.160	13.458	23.352	0.528	1.1
AC 21-3	L	ML	47.678	2.698	4.816	7.161	0.114	13.204	23.270	0.553	1.7
AC 21-3	L	ML	49.223	2.137	3.794	7.530	0.193	13.510	23.061	0.543	1.5
AC 21-3	L	ML	47.603	2.870	4.784	7.807	0.163	13.164	23.235	0.467	1.2
AC 21-3	L	ML	47.522	2.600	4.651	8.162	0.108	13.178	22.310	0.529	2.3

MO: Melanobabro olivínico; G: Gabro s.s.; L: Leucogabro

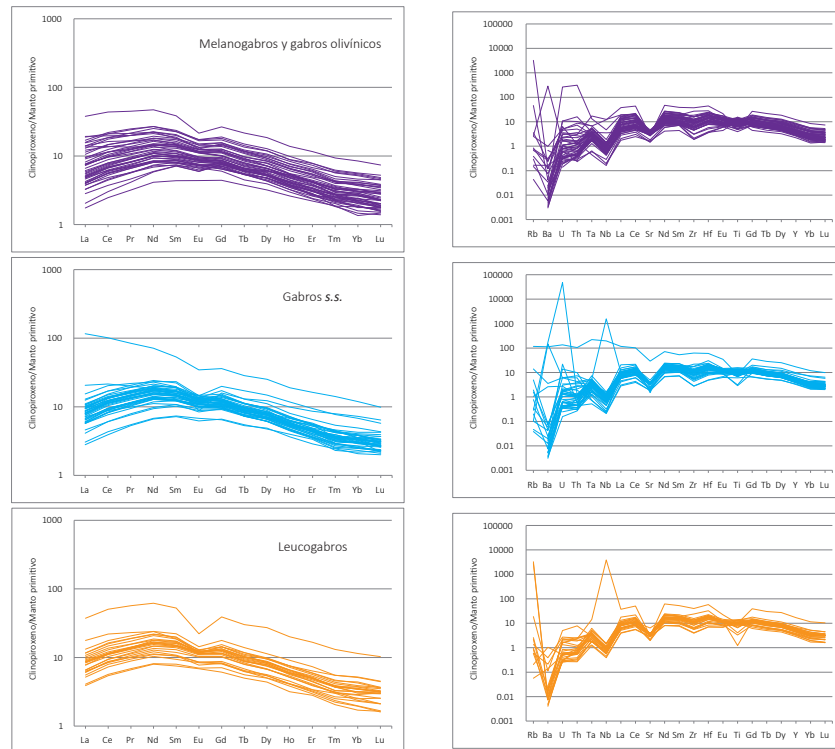
MR: sector de Morro Negro; ML: sector de Molinos

Presiones de la serie medianamente alcalina de Nimis (2000) calculadas a 1006 °C

**Tabla III.4.** Cálculos de presión de cristalización de los centros del clinopiroxeno de las facies de gabro de la intrusión de Los Molinos, según Nimis (1999).

**Figura III.15**

Diagramas de elementos traza, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para los clinopiroxenos en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. En la columna izquierda se han representado los espectros de tierras raras y en la columna derecha los diagramas multielemento.



poco más pronunciada en los clinopiroxenos de las facies de gabros s.s. y leucogabros.

Los diagramas multielemento o *spider*, normalizados igualmente al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) son muy similares en todas las facies de gabros (Fig. III.15 columna derecha). Todos ellos muestran fuertes anomalías negativas en los elementos L.I.L. más incompatibles (Ba, Rb) y de carácter negativo moderado en el Sr, así como anomalías positivas en las tierras raras, como ya se ha comentado. Dentro de los elementos H.F.S., Ta se encuentra enriquecido con respecto a Nb, y Hf lo está también con respecto a Zr. Esto es consistente con los coeficientes de reparto de dichos elementos en el clinopiroxeno, que son mayores para Hf y Ta, tanto en fundidos basálticos como picríticos (Skulski *et al.*, 1994).

### III.3.1.3.- Plagioclasa

La fórmula estructural de la plagioclasa fue calculada considerando ocho oxígenos y cinco cationes y todo el hierro como férrico, ocupando las posiciones tetraédricas. Para la clasificación se han tenido en cuenta los términos finales anortita ( $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ ), albita ( $\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ ) y ortosa ( $(\text{K},\text{Na})(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$ ) de Deer *et al.*, (1992).

La plagioclasa aparece en todas las facies de gabo, siendo progresivamente más abundante, como ya se ha comentado, desde las facies melanocráticas hacia las facies leucocráticas. El intervalo de

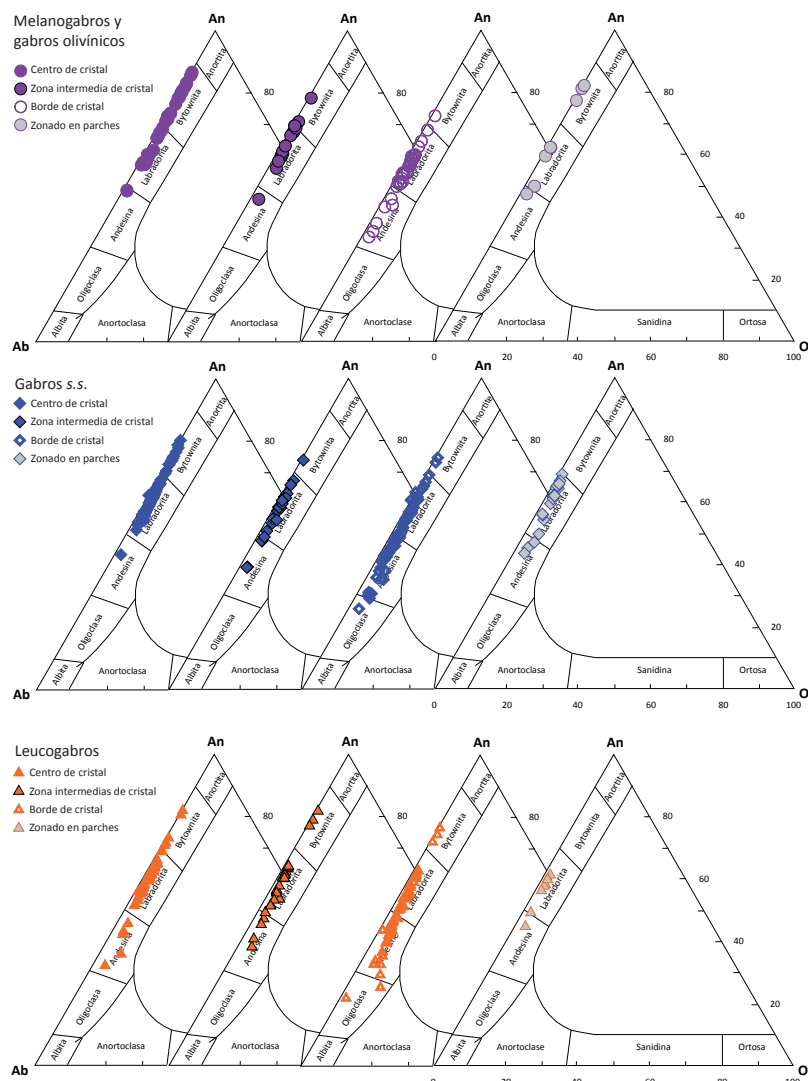
	Sector de Morro Negro		Sector de Los Molinos	
<b>Melanogabros olivínicos</b>	An <sub>87</sub> Ab <sub>13</sub> Or <sub>0</sub>	An <sub>45</sub> Ab <sub>62</sub> Or <sub>2</sub>	An <sub>69</sub> Ab <sub>30</sub> Or <sub>1</sub>	An <sub>38</sub> Ab <sub>60</sub> Or <sub>2</sub>
<b>Gabros s.s.</b>	An <sub>74</sub> Ab <sub>25</sub> Or <sub>1</sub>	An <sub>45</sub> Ab <sub>52</sub> Or <sub>3</sub>	An <sub>78</sub> Ab <sub>21</sub> Or <sub>1</sub>	An <sub>26</sub> Ab <sub>71</sub> Or <sub>3</sub>
<b>Leucogabros</b>	An <sub>72</sub> Ab <sub>18</sub> Or <sub>0</sub>	An <sub>25</sub> Ab <sub>65</sub> Or <sub>9</sub>	An <sub>69</sub> Ab <sub>30</sub> Or <sub>1</sub>	An <sub>44</sub> Ab <sub>53</sub> Or <sub>3</sub>

composiciones para las plagioclasas de la intrusión de Los Molinos se presenta en la Tabla III.5. Las plagioclasas suelen estar más enriquecidas en el componente albita desde las facies melanocráticas hasta las facies leucocráticas (Fig. III.16). Además, en el sector de Molinos están ligeramente más enriquecidas en los componentes albita y ortosa que en el sector de Morro Negro.

Además de los zonados ópticos observados en estos cristales, principalmente zonados concéntricos y de manera subordinada zonados oscilatorios, se han detectado bajo imágenes BSE zonados en parches. Estos zonados aparecen en los cristales de mayor tamaño

**Tabla III.5**

Composiciones de las plagioclasas de la intrusión de Los Molinos.



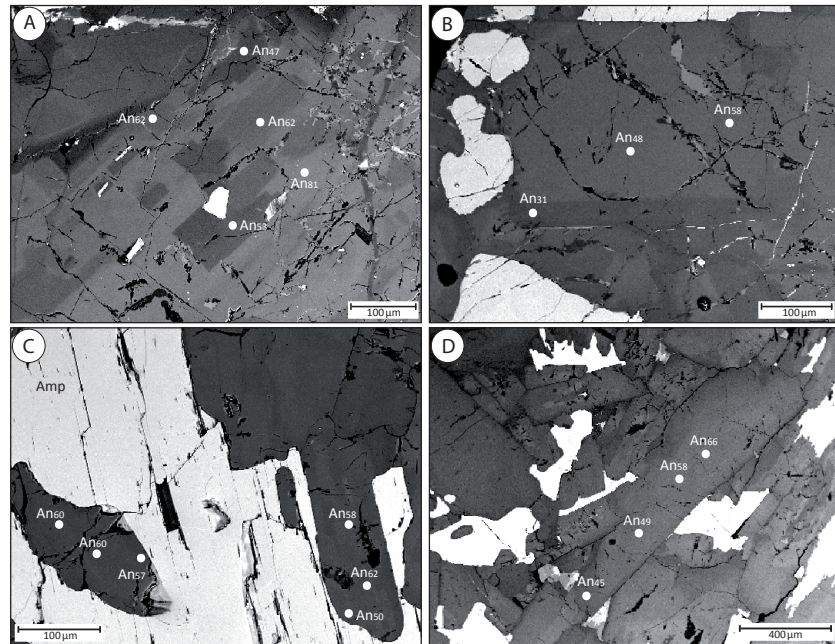
**Figura III.16**

Diagrama de clasificación para las plagioclasas de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos según Deer *et al.*, (1992). Ab: albita. An: anortita. Or: ortosa. Los diagramas han sido separados para los análisis realizados en centros, bordes y zonas intermedias de cristal con zonados concéntricos y oscilatorios y para análisis realizados en cristales con zonados en parches.



**Figura III.17**

Imágenes BSE para las plagioclasas en las diferentes facies de la intrusión de Los Molinos. A) Plagioclasea con zonado en parches en la facies de melanogabro-gabro olivínico. B) Plagioclasea con zonado concéntrico normal en la facies de gabro s.s. C) Plagioclaseas con zonado ligeramente oscilatorio en la facies de leucogabro. D) Plagioclaseas con zonado ligeramente concéntrico en la facies de leucogabro.



de las facies de melanogabro olivínico y gabro s.s. En la figura III.17 se muestran los zonados más característicos que presentan las plagioclasas en las distintas facies de gabros, junto con la composición obtenida en algunos de los puntos de análisis.

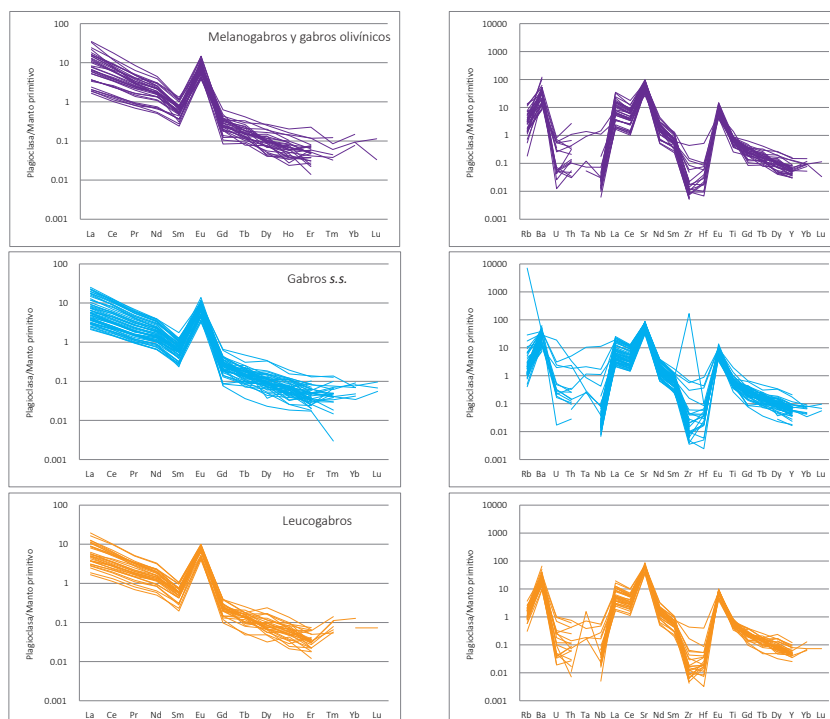
En los gabros melanocráticos y gabros olivínicos, la composición global de la plagioclasea varía casi siempre entre bytownita y labradorita, con algún cristal o zona que puede llegar hasta andesina. Los zonados son predominantemente normales y en algún caso, oscilatorios, pero más o menos dentro de la tendencia normal (cristal oscilatorio en AC 15-5, Tabla IX.2.1, que presenta el patrón: labradorita cálcica – bytownita – labradorita – labradorita cálcica – labradorita sódica – labradorita sódica - andesina). Este patrón de zonado indica que la plagioclasea, al igual que el clinopiroxeno, creció relativamente rápido y con descenso general progresivo de la temperatura (pautas dominantes de zonado normal), aunque en un medio probablemente convectivo, en el que las variaciones locales en la disponibilidad de calcio y sodio producen una mayor variabilidad de zonas composicionales dentro de la pauta general. A este respecto, algunos cristales presentan zonados en parches de bytownita y labradorita (Fig. III.17A) y representarían los casos de cinética de crecimiento más influida por las condiciones locales.

En los gabros s.s. del sector de Morro Negro, las composiciones y zonados de la plagioclasea son muy similares a los descritos en el párrafo anterior para las facies melanocráticas. Sin embargo, hacia el sector de Molinos, las composiciones bytowníticas se hacen escasas y dominan cristales con zonado normal labradorita – andesina, que ocasionalmente llegan a presentar un borde más externo de oligoclasea (muestras AC 34-1, AC 36-1 y AC 36-2 en Tabla IX.2.1, Fig. III.17B). Los

cristales en parches presentan también composiciones en el intervalo labradorita – andesina (por ejemplo, en muestra AC 34-1, Tabla IX.2.1, parches de  $An_{61}$ ,  $An_{54}$ ,  $An_{64}$ ,  $An_{49}$ ,  $An_{62}$  y  $An_{47}$ ), y en algunos cristales parecen existir puntualmente zonados de tendencia normal con una zona de reborde inverso (Fig. III. 17 C). El hecho de que el contacto entre estas zonas de borde más cálcicas y el resto del cristal no presente ninguna textura reaccional (corrosión, morfología irregular, alteración pronunciada) parece de nuevo indicar más un ambiente de cristalización muy dinámico, que la existencia de condiciones de sistema abierto, aunque no se podría descartar que durante la historia de cristalización hayan existido momentos de recarga de la cámara.

Esto último parece confirmarse en las plagioclasas de los leucogabros, en las que, sobre todo en el sector de Morro Negro y sur del sector de Molinos (muestra AC 33-1), encontramos junto a los zonados normales mayor frecuencia de zonados inversos, con variación de labradorita a bytownita (muestra 61318, cristal con centro de  $An_{54}$  y borde de  $An_{72}$ , Tabla IX.2.1) y pautas de zonado inicialmente inversas y luego normales (por ejemplo, muestra AC 10-1, cristales con centros de labradorita  $An_{58}$ , zonas medias de labradorita cálcica  $An_{61-66}$  y bordes de andesina cálcica  $An_{49-45}$ , Tabla IX.2.1, Fig. III. 17D). Sin embargo, en los leucogabros del norte del sector de Molinos predominan de nuevo los zonados normales en el intervalo labradorita - andesina.

Con respecto a los elementos traza, los espectros de REE en plagioclasas, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. III.18 columna izquierda) muestran en todas las facies de gabro pautas análogas, con fuerte enriquecimiento en REE ligeras con respecto a



**Figura III.18**

Diagramas de elementos traza, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), para las plagioclasas en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. En la columna izquierda se han representado los espectros de tierras raras y en la columna derecha los diagramas multielemento.

pesadas, como es lógico teniendo en cuenta que sus coeficientes de reparto disminuyen a medida que aumenta el número atómico (Drake y Weill, 1975). Asimismo, se observan en todos los espectros fuertes anomalías positivas de Eu, indicativas de que la plagioclasa retiene este elemento traza. Esto sugiere, en principio, que la cristalización se produjo en condiciones relativamente reductoras, bajo las cuales el estado de oxidación del Eu cambia de +3 a +2, pudiendo sustituir al Ca en la estructura de la plagioclasa (Drake y Weill, 1975).

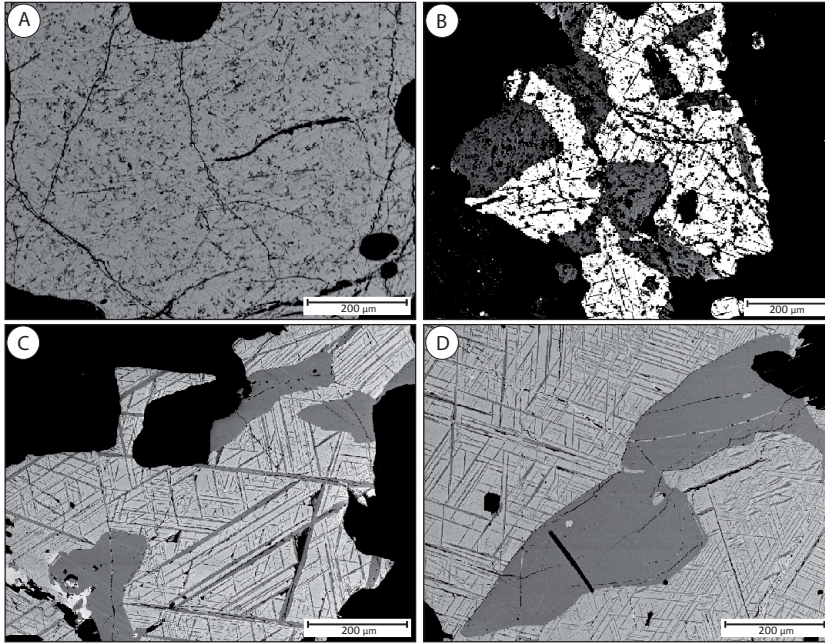
De manera general se observa una ligerísima tendencia a la disminución en el valor de la anomalía de Eu desde las facies de melanogabro y gabro olivínico a las facies de leucogabro, donde el valor de anomalía queda ligeramente por debajo de 10 veces la concentración del manto primitivo (Fig. III.18 columna izquierda), lo que podría ser efecto de la progresiva fraccionación de plagioclasa o de una creciente oxidación del sistema magmático a medida que progresa la diferenciación. Esto último parece más lógico, dado que los otros dos elementos traza controlados por la plagioclasa, Ba y Sr, presentan fuertes anomalías positivas en los diagramas multielemento para todas las facies de gabros (Fig. III.18 columna derecha), pero sin tendencia a disminuir en los leucogabros.

#### III.3.1.4.- Óxidos de Fe y Ti

Los minerales que se veían como opacos en el microscopio óptico corresponden a óxidos de dos tipos: magnetitas (a veces con cromo) e ilmenitas. Sus fórmulas estructurales fueron calculadas considerando cuatro oxígenos y tres cationes para las magnetitas y tres oxígenos y dos cationes para las ilmenitas. El contenido de  $\text{Fe}^{3+}$  se calculó en todos los casos según Andersen y Lindsley (1988). La magnetita se ha clasificado teniendo en cuenta los términos finales: Mt (magnetita, Fe) y Usp (ulvöespinela, Ti), así como los números de Al, Cr y  $\text{Fe}^{3+}$  (#Al, #Cr, # $\text{Fe}^{3+}$ ), que corresponden al número de átomos respectivo de Al, Cr y  $\text{Fe}^{3+}$  por fórmula unidad, dividido entre la suma de los tres cationes (Tabla IX.2.1). La ilmenita se ha clasificado teniendo en cuenta los términos finales: Ilm (ilmenita) y Hm (hematites), así como Ilm (ilmenita,  $\text{Fe}^{2+}$ ), Gk (geikielita, Mg) y Php (pirofanita, Mn) de Deer *et al.*, (1992).

Los óxidos de Fe y Ti consisten en magnetitas con finas exsoluciones de ilmenita que, a medida que aumenta el grado de diferenciación, estas bandas de exsolución se van haciendo más gruesas (Fig. III.19), lo cual es indicativo de un aumento en la fugacidad de oxígeno, acorde con lo observado en la química de elementos traza (contenidos de Eu) en plagioclasa.

En las facies de melanogabros y gabros olivínicos, las finas zonas de ilmenita que aparecen como exsoluciones en las magnetitas de esta facies presentan una composición bastante constante,  $\text{Ilm}_{80-90}\text{Gk}_{9-19}\text{Php}_{0-2}$ , con contenidos bajos de MnO (0.19-1.29 % en peso) y


**Figura III.19**

Imágenes BSE para los óxidos de Fe y Ti en diferentes facies de la intrusión de Los Molinos. A) Magnetita con finas exsoluciones de ilmenita en la facies de melanogabro-gabro olivínico. B) Magnetita con exsoluciones de ilmenita en la facies de gabro s.s. C y D) Magnetitas con finas exsoluciones de ilmenita e ilmenitas bien desarrolladas en la facies de leucogabro.

cantidades de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , en la mayoría de los casos, por debajo del límite de detección de la microsonda.

La composición de las magnetitas es, en general, bastante pura, con poco  $\text{TiO}_2$ . Salvo en una muestra en la que aparecen cristales con composición  $\text{Mt}_{56}\text{Usp}_{44}$  a  $\text{Mt}_{64}\text{Usp}_{36}$  (Fig. III.20), y  $\text{TiO}_2$  entre 5 y 14 % en peso, el resto de las magnetitas presenta una composición de  $\text{Mt}_{71}\text{Usp}_{29}$  a  $\text{Mt}_{98}\text{Usp}_2$ . Algunas de estas magnetitas, que se encuentran como inclusiones en el olivino, llegan a ser ricas en cromo, con contenidos desde el 4 al 19 % en peso de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (muestras 61332 y

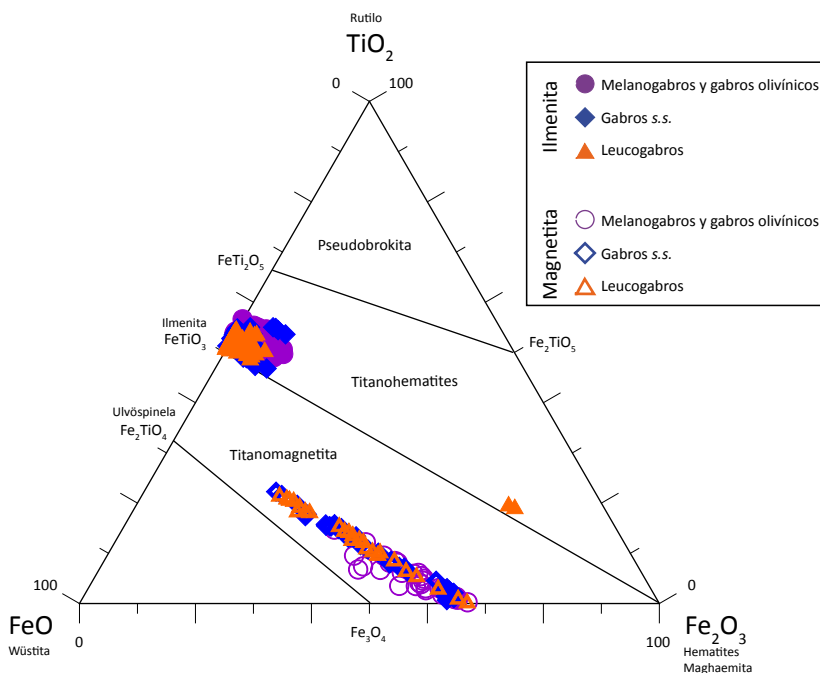
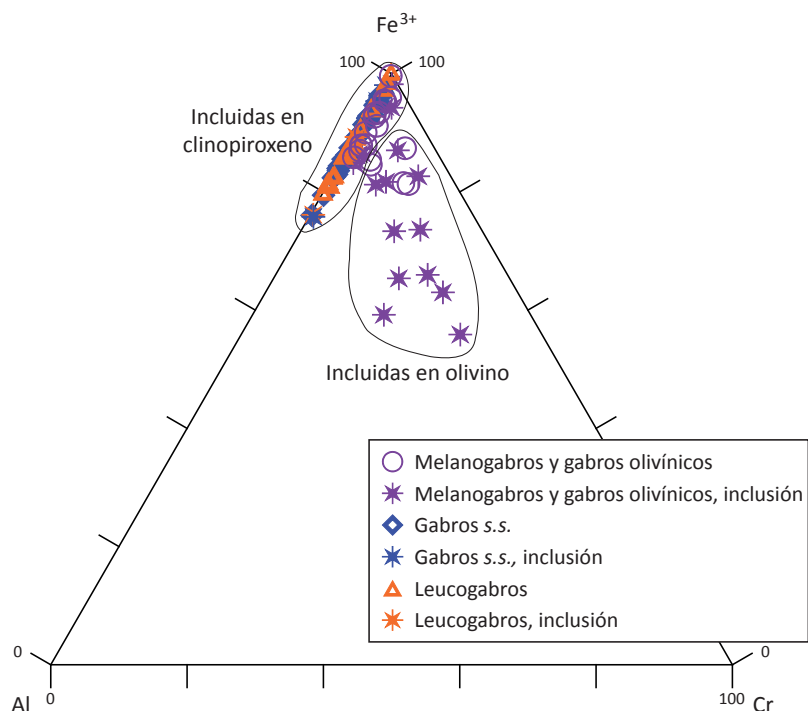

**Figura III.20**

Diagrama composicional  $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  para los óxidos de Fe y Ti en las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.



**Figura III.21**

Diagrama composicional  $\text{Fe}^{3+}$ -Al-Cr para los óxidos de Fe y Ti en las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Los óxidos incluidos en clinopiroxeno u olivino se han rodeado con línea negra.



AC 6-1, Tabla IX.2.1). La comparación entre las composiciones de los óxidos que se describieron en la sección III.2 como inclusiones y de los óxidos que aparecen como cristales aislados (Fig. III.21), muestra un rápido empobrecimiento en  $\text{Cr}^{3+}$  y enriquecimiento en  $\text{Fe}^{3+}$  de los óxidos más tempranos (incluidos en el olivino) al resto de óxidos Fe-Ti (tanto incluidos en el clinopiroxeno, como en cristales aislados).

En las facies de gabro s.s. y leucogabro, las bandas de ilmenita son más anchas que en las facies melanocráticas, y llegan a constituir cristales puros de ilmenita (Fig. III.19C y III.19D). Sin embargo, no se han encontrado diferencias composicionales entre estos dos tipos de ilmenita. La composición de éstas es ligeramente más variada que las de las facies melanocráticas,  $\text{Ilm}_{77-98} \text{Gk}_{0-22} \text{Php}_{0-3}$ , también con bajas cantidades de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , en la mayoría de los casos por debajo del límite de detección de la microsonda, y de MnO (0-1.6 % en peso).

En general, en los gabros s.s. hay poco cristales de magnetitas ricas en  $\text{TiO}_2$ . Las magnetitas pertenecientes al sector de Molinos presentan una variación entre  $\text{Mt}_{41} \text{Usp}_{59}$  y  $\text{Mt}_{60} \text{Usp}_{40}$ , mientras que las pertenecientes al sector de Morro Negro presentan composiciones algo más ricas en hierro, desde  $\text{Mt}_{65} \text{Usp}_{35}$  a  $\text{Mt}_{81} \text{Usp}_{19}$ .

En los leucogabros se observan tres intervalos de composición de las magnetitas: uno entre  $\text{Mt}_{36} \text{Usp}_{64}$  y  $\text{Mt}_{46} \text{Usp}_{54}$ ; otro, entre  $\text{Mt}_{55} \text{Usp}_{45}$  y  $\text{Mt}_{71} \text{Usp}_{29}$  y un tercero, menos numeroso, entre  $\text{Mt}_{81} \text{Usp}_{19}$  y  $\text{Mt}_{92} \text{Usp}_8$  (Tabla IX.2.1). El primer intervalo es similar al dominante en los gabros s.s. y corresponde a las muestras que pertenecen a los cuerpos de leucogabros más extensos tanto del sector de Morro Negro

(muestra AC 10-1) como del sector de Molinos (muestras AC 21-2 y AC 21-3). Parecen corresponder a magnetitas más tempranas, con altos contenidos de  $\text{TiO}_2$  (17-20 % en peso). El segundo y tercer intervalos corresponden a muestras de leucogabro en cuerpos de menor entidad y zonas en las que predomina alguna otra de las facies de gabro.

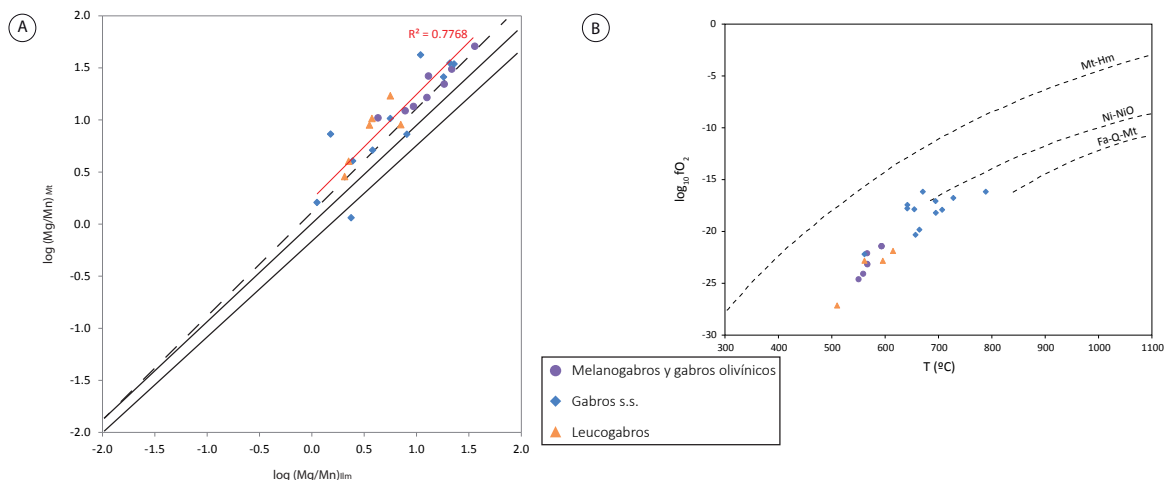
Kamenetsky *et al.*, (2001) sugieren que el aumento en la actividad del  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en un magma hace que disminuya el coeficiente de reparto del  $\text{TiO}_2$  en las espinelas. El hecho de que la exsolución de  $\text{TiO}_2$  en las magnetitas de la intrusión de Los Molinos parezca aumentar progresivamente hacia la facies de leucogabro podría estar relacionado con el aumento de la abundancia de plagioclasa en este sentido y no ser necesariamente un indicador de cambio en las condiciones de fugacidad de oxígeno.

Se han calculado las condiciones de cristalización de los óxidos de Fe y Ti, que no están incluidos en otras fases minerales como olivino o clinopiroxeno, para las tres facies de gabros. Para ello, se han considerado únicamente los pares minerales coexistentes (ilmenita-magnetita) que se encuentran en equilibrio mediante el test de equilibrio propuesto por Bacon y Hirschmann (1988). En la figura III.22A se han proyectado las distribuciones de Mn y Mg en ilmenita y magnetita que se han considerado para el cálculo de las condiciones de cristalización ya que, como puede observarse, presentan alta correlación lineal entre ellos. Estos autores mencionan que las rocas volcánicas tienden con más frecuencia a proyectarse dentro de la zona de estabilidad, marcada por las rectas de pendiente próxima a 45°, mientras que las plutónicas, debido a su enfriamiento lento, tienden a apartarse mucho más. Esta puede ser una indicación cualitativa más de que las rocas de la intrusión de Los Molinos son de emplazamiento somero y enfriamiento rápido.

Las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno se han determinado con el geotermómetro y geobarómetro de oxígeno de Andersen y Lindsley (1988), con el *software* ILMAT de Lepage

**Figura III.22**

A) Test de equilibrio de Bacon y Hirschmann (1988) entre los pares ilmenita – magnetita para las distintas facies de gabros en la intrusión de Los Molinos. Las líneas negras marcan el ajuste de equilibrio (zona de estabilidad) determinado por los autores. La línea roja representa la correlación para las facies de gabro. No se han proyectado los pares ilmenita – magnetita que no presentan equilibrio. B) Condiciones de cristalización (temperatura y fugacidad de oxígeno) para los gabros de la intrusión de Los Molinos, según el diagrama de Wones y Eugster (1965).



**Tabla III.6**  
Temperatura y fugacidad de oxígeno basadas en los contenidos de Mn y Mg entre ilmenita y magnetita.

Muestra	Clasf.	Ilmenita		Magnetita		Temp (°C)	log <sub>10</sub> fO <sub>2</sub>
		Anal.	Log(Mg/Mn)	Anal.	Log (Mg/Mn)		
61332	OM	98	1.238	97	1.335	593.28	-21.43
AC 6-2	OM	72	1.309	73	1.476	617.03	-19.85
AC 6-2	OM	99	1.529	100	1.694	635.02	-18.46
AC 12-2	OM	64	0.606	65	1.014	566.47	-23.13
AC 12-2	OM	120	0.864	121	1.080	558.88	-24.08
AC 29-3	OM	37	0.945	36	1.122	566.38	-22.10
AC 29-3	OM	52	1.072	53	1.207	550.24	-24.62
AC 131-1	OM	6	1.087	5	1.410	567.06	-23.18
61329	G	175	0.153	175	0.859	694.65	-17.08
AC 20-1	G	70	0.724	69	1.007	657.09	-20.32
AC 20-1	G	104	0.880	103	0.858	707.14	-17.92
AC 23-1	G	11	0.348	12	0.065	664.36	-19.83
AC 34-1	G	53	1.331	52	1.525	654.85	-17.87
AC 34-1	G	99	1.232	100	1.402	641.60	-17.79
AC 34-1	G	101	1.292	102	1.533	641.95	-17.44
AC 34-1	G	110	1.354	111	2.148	670.71	-16.17
AC 34-1	G	113	1.012	114	1.611	561.39	-22.20
AC 36-1	G	41	0.554	40	0.707	695.22	-18.21
AC 36-1	G	50	0.022	51	0.211	788.72	-16.17
AC 36-1	G	68	0.363	69	0.605	727.96	-16.78
61323	L	36	0.548	37	1.007	510.21	-27.14
61335	L	6	0.823	7	0.949	427.70	-33.08
61335	L	29	0.524	30	0.946	561.39	-22.83
AC 21-3	L	9	0.723	8	1.223	615.07	-21.89
AC 21-3	L	44	0.286	45	0.457	362.38	-37.43
AC 21-3	L	46	0.325	47	0.601	595.96	-22.84

(2003). Los resultados obtenidos se muestran en la tabla III.6 y se han representado en la figura III.22B. Como puede observarse, el intervalo de temperaturas de equilibrio ilmenita – magnetita (362 – 788 °C) corresponde en todos los casos a temperaturas de reequilibrio subsolidus, aunque las fugacidades de oxígeno describen una curva de disminución con el progresivo descenso de la temperatura, ligeramente por debajo del *buffer* Ni-NiO.

### III.3.1.5.- Apatito

La fórmula estructural del apatito se calculó teniendo en cuenta 24 oxígenos (OH, F, Cl) mediante la normalización de Seifert *et al.*, (2000), en la que se asume una estequiometría ideal según la fórmula general  $A_{10}(TO_4)_6(OH, F, Cl)_2$ .

El apatito aparece como fase accesoría en todos los tipos de gabros presentes en la intrusión de Los Molinos. Texturalmente está asociado sobre todo a las plagioclasas, aunque con cierta frecuencia suele aparecer incluido en anfíboles y, ocasionalmente incluido en mica (ver sección III.2).

Las características composicionales del apatito son muy similares, tanto en ambos sectores como en las diferentes facies de gabros de la intrusión. Los resultados obtenidos para elementos mayores muestran además, que no existen variaciones significativas entre

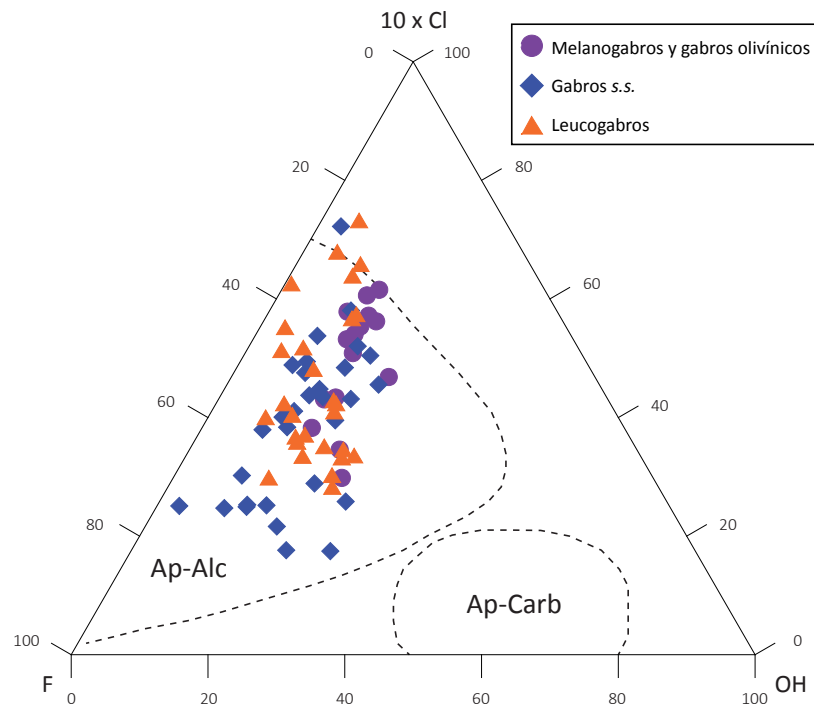
**Figura III.23**

Diagrama composicional Cl-F-OH para los apatitos de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Las secciones delimitadas con líneas discontinuas, corresponden a los campos composicionales de rocas carbonatíticas (Ap-Carb) y rocas silicatadas alcalinas (Ap-Alc) de Stoppa y Liu (1995).

centros y bordes de cristal. Se clasifican como flúor-hidroxi apatitos, con contenidos de F entre 2.1 y 3.7 % en peso y de Cl entre 0.2 y 1.6 % en peso (Tabla IX.2.1). Los resultados obtenidos se han proyectado en un diagrama composicional F-Cl-OH (Fig. III.23), en el que se proyectan principalmente dentro del campo de apatitos de rocas alcalinas de Stoppa y Liu (1995).

En cuanto a elementos traza, el apatito muestra tendencias de enriquecimiento en estroncio y tierras raras desde las facies de melanogabros - gabros olivínicos hasta la facies de leucogabro y cantidades, además, ligeramente más altas de estos elementos en el sector de Molinos que en el sector de Morro Negro. Así, por ejemplo, la cantidad de Sr varía desde las 612 ppm hasta las 1070 ppm en el sector de Morro Negro y desde las 805 hasta las 1243 ppm en el sector de Molinos.

Los espectros de REE normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. III.24 columna izquierda), muestran pautas similares para todas las facies de gabros. El apatito es el mineral accesorio que más va a controlar estos elementos, en especial las REE ligeras, en las que el apatito está enriquecido con respecto a las REE pesadas, debido a sus mayores coeficientes de reparto (Prowatke y Klemme, 2006). Todos los espectros, sin embargo, presentan anomalía negativa de Eu, que es poco pronunciada en los melanogabros - gabros olivínicos y bastante más acusada en gabros s.s. y leucogabros (Fig. III.24 columna izquierda), reflejando la mayor cristalización de plagioclasa en estas últimas.

Los diagramas multielemento normalizados al manto primitivo de



**Figura III.24**

Diagramas normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) de los apatitos en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. En la columna izquierda se han representado los espectros de tierras raras y en la columna derecha los diagramas multielemento.



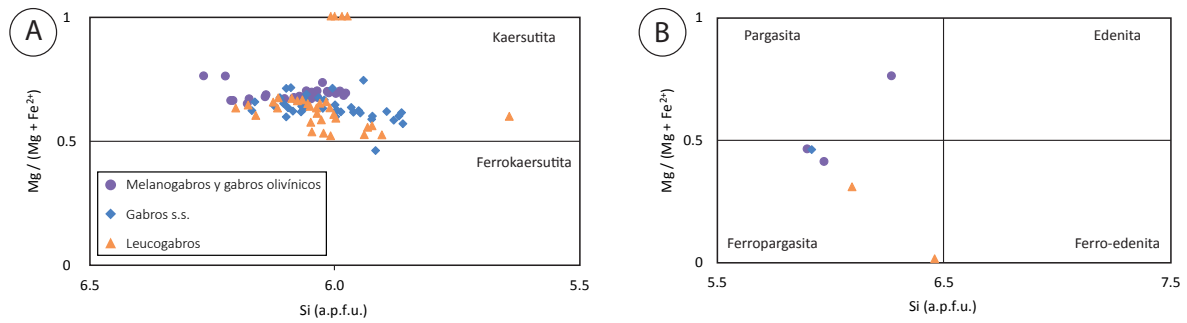
Sun y McDonough (1989) (Fig. III.24 columna derecha), muestran pronunciadas anomalías positivas de Th y U y fuertes anomalías negativas en todos los elementos H.F.S., de acuerdo con los coeficientes de reparto que presenta el apatito para estos elementos (Prowatke y Klemme, 2006).

### III.3.1.6.- Anfíbol

Al tratarse de anfíboles cálcicos, la fórmula estructural del anfíbol se calculó teniendo en cuenta 23 oxígenos y los cationes normalizados a 13-CNK (calcio, sodio y potasio), siguiendo las recomendaciones de Leake *et al.*, (1997).

Como se comentó en la sección III.2, el anfíbol es de color marrón y aparece en todas las facies de gabros, ya sea rodeando parcial o totalmente a clinopiroxeno y minerales opacos, o en forma de placas desarrollando texturas poiquilíticas. Además, también aparece ocasionalmente un anfíbol verdoso, texturalmente tardío, que crece en el borde del anfíbol marrón.

Siguiendo la clasificación de Leake *et al.*, (1997), los anfíboles de color marrón, independientemente de su situación textural, son anfíboles de tipo kaersutita (Fig. III.25A) ( $Ti \geq 0.5$  a.p.f.u., Kesson y Price, 1972). Presentan contenidos de  $SiO_2$  y  $TiO_2$  muy similares en todas las facies de gabros de ambos sectores. En concordancia con la ausencia de zonado óptico (ver sección III.2), estos anfíboles no presentan casi variación en su composición dentro de cada facies. Sin embargo, se observa

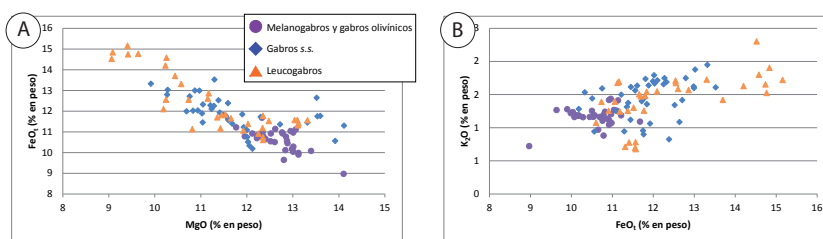


un progresivo descenso de MgO y un aumento de hierro y en menor medida  $K_2O$ , tanto desde las facies de melanogabro-gabro olivínico hacia las facies de leucogabro, como desde el sector de Morro Negro hacia el sector de Molinos (Fig. III.26, Tabla III.7). Los anfíboles verdes, que crecen al borde de las kaersutitas (ver sección II), se clasifican como pargasitas y, en mayor medida, ferro-pargasitas (Fig. III.26B).

Se han calculado temperaturas de equilibrio entre bordes de plagioclasa y centros de anfíbol de acuerdo con el geotermómetro propuesto por Blundy y Holland (1990). Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla III.8. Para ello, se han introducido presiones estimadas de entre 3 y 1 Kb basadas en las presiones obtenidas para el clinopiroxeno (ver Tabla III.4) y, dado que anfíbol siempre es texturalmente tardío con respecto a clinopiroxeno, asumiendo que anfíbol cristaliza a menor presión que clinopiroxeno (ver sección III.2). Este geotermómetro es aproximadamente independiente de la presión (Blundy y Holland, 1990), de modo que la diferencia en las temperaturas halladas a las diferentes presiones, no excede de 45 °C en ninguno de los casos. Las temperaturas presentan un rango de valores de entre los 1076 y 906 °C. Estas temperaturas coinciden, a grandes rasgos, con los valores obtenidos mediante el termómetro semi-cuantitativo basado en los contenidos de  $Al^{IV}$  del anfíbol propuesto por Ernst y Liu (1998) (Fig.

**Figura III.25**

Clasificación de los anfíboles de las diferentes facies de gabros en la intrusión de Los Molinos en el diagrama de Leake *et al.*, (1997). A) Diagrama de clasificación para los anfíboles marrones, que presentan  $Ti > 0.5$  a.p.f.u. (Tabla IX.2.1). B) Diagrama de clasificación para los anfíboles verdes tardíos, con  $Ti < 0.5$  a.p.f.u. (Tabla IX.2.1).



**Figura III.26**

Diagramas de variación composicional ( $MgO$  vs.  $FeO_t$  y  $FeO_t$  vs.  $K_2O$ ) para los anfíboles en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Ver texto para explicación.

	Sector de Morro Negro			Sector de Los Molinos		
	MO y GO	G	L	MO y GO	G	L
<b>MgO</b>	12.2 - 13.4	12.0 - 14.1	9.1 - 13.3	11.8 - 14.1	9.9 - 12.7	9.1 - 11.7
<b>FeO<sub>t</sub></b>	9.6 - 11.1	10.3 - 12.6	10.6 - 14.5	9.0 - 11.7	10.2 - 13.5	11.1 - 15.2
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.9 - 1.4	0.9 - 1.5	0.7 - 2.3	0.7 - 1.3	0.8 - 2.0	1.4 - 1.9

MO y GO: Melanogabros y gabros olivínicos; G: Gabros s.s.; L: Leucogabros

Valores expresados en % en peso

**Tabla III.7**

Variación composicional de los anfíboles kaersutíticos de la intrusión de Los Molinos.

Tabla III.8

Temperaturas de equilibrio entre bordes de plagioclasa y centros de anfíbol según Blundy y Holland (1990).

Muestra	Clasf.	Anfíbol		Plagioclasa		P = 3 Kbares		P = 1 Kbares	
		Anal.	Si (a.p.f.u.)	Anal.	Xab	ln K	T (°C)	ln K	T (°C)
AC 6-2	MO	81	5.982	88	0.220	-1.53	1036.5	-1.53	1081.4
AC 6-2	MO	97	6.058	102	0.433	-0.78	1012.1	-0.78	1049.3
AC 6-2	MO	144	6.084	145	0.406	-0.82	1001.4	-0.82	1038.9
AC 15-5	MO	63	6.013	65	0.624	-0.46	928.3	-0.46	963.0
AC 29-3	MO	40	6.179	56	0.452	-0.62	980.0	-0.62	1015.8
AC 29-3	MO	62	6.141	58	0.336	-0.95	977.3	-0.95	1015.9
AC 131-1	MO	11	5.990	13	0.344	-1.08	1024.3	-1.08	1064.2
61329	G	158	6.033	151	0.302	-1.17	1008.9	-1.17	1049.7
AC 20-1	G	74	6.067	79	0.562	-0.51	941.3	-0.51	976.3
AC 20-1	G	78	6.060	86	0.488	-0.66	1017.9	-0.66	1054.1
AC 21-1	G	5	5.925	7	0.436	-0.90	1052.8	-0.90	1091.0
AC 21-1	G	66	5.951	67	0.437	-0.88	1044.8	-0.88	1082.8
AC 21-1	G	58	5.948	56	0.390	-0.99	1041.2	-0.99	1080.2
AC 23-1	G	6	6.096	8	0.511	-0.58	959.0	-0.58	994.5
AC 23-5	G	6	5.966	7	0.491	-0.74	1045.8	-0.74	1082.6
AC 36-1	G	37	6.105	31	0.666	-0.30	889.2	-0.30	922.7
AC 36-1	G	79	6.021	72	0.658	-0.40	912.9	-0.40	947.1
61323	L	23	6.055	22	0.363	-0.96	1005.5	-0.96	1044.3
61323	L	50	6.115	44	0.406	-0.79	992.3	-0.79	1029.5
61324	L	9	6.088	6	0.651	-0.34	898.8	-0.34	932.6
AC 127-2	L	4	6.161	10	0.389	-0.78	977.0	-0.78	1014.2
AC 21-2	L	38	6.023	34	0.469	-0.74	1026.5	-0.74	1063.3
AC 21-2	L	46	5.924	53	0.475	-0.82	1056.9	-0.82	1094.4
AC 21-2	L	92	6.049	96	0.366	-0.96	1007.6	-0.96	1046.4
AC 21-3	L	5	6.051	6	0.428	-0.80	1013.6	-0.80	1051.0
AC 21-3	L	15	6.008	10	0.494	-0.70	1033.7	-0.70	1070.1
AC 21-3	L	20	6.117	24	0.459	-0.66	998.3	-0.66	1034.5
AC 21-3	L	58	6.036	63	0.458	-0.74	1021.5	-0.74	1058.4

MO y GO: Melanogabros y gabros olivínicos; G: Gabros s.s.; L: Leucogabros

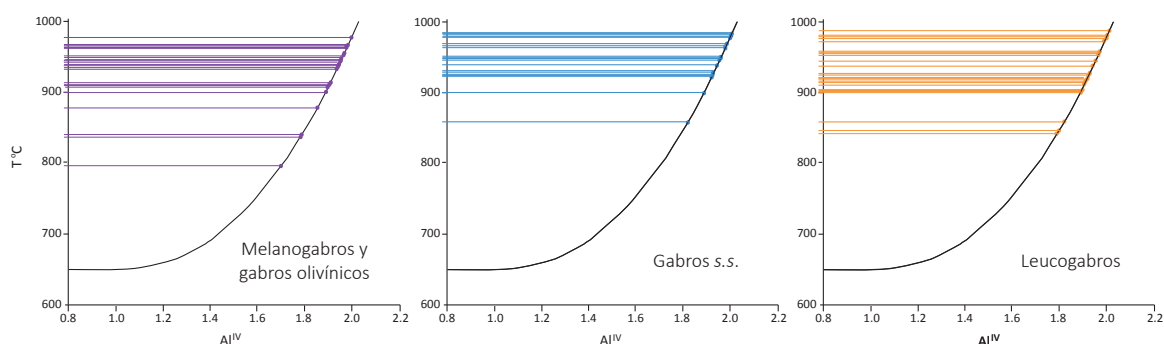
III.27). Sin embargo, si tenemos en cuenta las temperaturas halladas en olivino, próximas a las temperaturas obtenidas para la cristalización de anfíbol, y que, texturalmente (ver sección III.2), anfíbol y olivino no están en equilibrio, hace pensar que estas temperaturas están sobrestimadas. Esta sobrestimación puede venir del hecho de que ni el geotermómetro de Blundy y Holland (1990) ni el de Ernst y Liu (1998) están calibrados para anfíboles con contenidos de Ti superiores a los 0.5 a.p.f.u, por lo que han de tomarse como temperaturas máximas.

Figura III.27

Estimación de la temperatura de cristalización del anfíbol (kaersutita) en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos, a partir de su contenido en  $Al^{IV}$  (a.p.f.u.) según Ernst y Liu (1998).

Se han calculado presiones de cristalización de anfíbol kaersutítico mediante el geobarómetro propuesto por Anderson y Smith (1995). Este geobarómetro se basa en el contenido total de Al en el anfíbol y es dependiente de la temperatura:

$$P (\pm 0.6 \text{ kb}) = 4.76 * Al - 3.01 - [(T (^{\circ}C) - 675) / 85] * [0.530 * Al + 0.005294 * (T (^{\circ}C) - 675)]$$



Muestra	Sector	Clasificación	Análisis	Al <sub>total</sub> (a.p.f.u.)	P (Kbar)
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	76	2.069	0.53
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	77	2.081	0.57
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	80	2.091	0.61
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	81	2.106	0.66
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	97	2.087	0.60
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	111	1.940	0.11
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	114	1.958	0.17
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	118	2.081	0.57
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	119	2.072	0.54
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	133	2.100	0.64
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	134	2.115	0.69
AC 6-2	Morro Negro	MO y GO	144	2.004	0.32
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	63	1.971	0.21
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	71	2.104	0.65
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	72	2.132	0.74
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	79	2.004	0.32
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	80	1.991	0.27
AC 12-2	Morro Negro	MO y GO	89	2.048	0.47
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	57	2.034	0.42
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	60	2.039	0.43
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	62	2.019	0.37
AC 15-5	Morro Negro	MO y GO	63	2.038	0.43
AC 29-3	Molinos	MO y GO	20	1.965	0.19
AC 29-3	Molinos	MO y GO	22	2.039	0.43
AC 29-3	Molinos	MO y GO	23	2.023	0.38
AC 29-3	Molinos	MO y GO	27	1.943	0.12
AC 29-3	Molinos	MO y GO	28	1.976	0.23
AC 29-3	Molinos	MO y GO	40	1.991	0.27
AC 29-3	Molinos	MO y GO	41	1.965	0.19
AC 29-3	Molinos	MO y GO	61	1.978	0.23
AC 29-3	Molinos	MO y GO	62	1.962	0.18
AC 131-1	Molinos	MO y GO	3	2.131	0.74
AC 131-1	Molinos	MO y GO	11	2.161	0.84
61329	Morro Negro	G	157	1.968	0.20
61329	Morro Negro	G	158	2.001	0.31
61329	Morro Negro	G	167	2.015	0.36
61329	Morro Negro	G	168	2.010	0.34
61329	Morro Negro	G	169	2.059	0.50
AC 81-4	Morro Negro	G	38	2.077	0.56
AC 20-1	Molinos	G	77	2.188	0.93
AC 20-1	Molinos	G	78	2.154	0.82
AC 20-1	Molinos	G	74	2.172	0.88
AC 21-1	Molinos	G	4	2.297	1.29
AC 21-1	Molinos	G	5	2.252	1.14
AC 21-1	Molinos	G	10	2.204	0.98
AC 21-1	Molinos	G	11	2.044	0.45
AC 21-1	Molinos	G	57	2.226	1.06
AC 21-1	Molinos	G	58	2.267	1.19
AC 21-1	Molinos	G	65	2.240	1.10
AC 21-1	Molinos	G	66	2.186	0.92
AC 21-1	Molinos	G	71	2.314	1.35
AC 23-1	Molinos	G	4	2.077	0.56
AC 23-1	Molinos	G	5	2.093	0.62
AC 23-1	Molinos	G	6	2.084	0.58
AC 23-1	Molinos	G	15	2.034	0.42
AC 23-1	Molinos	G	24	2.174	0.88
AC 23-1	Molinos	G	26	2.440	1.77
AC 23-5	Molinos	G	1	2.145	0.79
AC 23-5	Molinos	G	5	2.122	0.71
AC 23-5	Molinos	G	6	2.183	0.91
AC 23-5	Molinos	G	15	2.214	1.02



Muestra	Sector	Clasificación	Análisis	Al <sub>total</sub> (a.p.f.u.)	P (Kbar)
AC 23-5	Molinos	G	29	2.146	0.79
AC 23-5	Molinos	G	40	2.221	1.04
AC 36-1	Molinos	G	35	2.042	0.45
AC 36-1	Molinos	G	36	2.004	0.32
AC 36-1	Molinos	G	37	1.982	0.25
AC 36-1	Molinos	G	78	2.075	0.56
AC 36-1	Molinos	G	79	2.039	0.44
AC 115-2	Molinos	G	59	2.074	0.55
AC 115-2	Molinos	G	70	2.107	0.66
AC 115-2	Molinos	G	71	2.123	0.71
61323	Morro Negro	L	10	2.033	0.42
61323	Morro Negro	L	23	2.057	0.49
61323	Morro Negro	L	50	2.066	0.53
61324	Morro Negro	L	9	2.076	0.56
61324	Morro Negro	L	26	2.076	0.56
61324	Morro Negro	L	27	2.110	0.67
61324	Morro Negro	L	37	2.091	0.61
61324	Morro Negro	L	61	2.096	0.63
61335	Morro Negro	L	3	1.980	0.24
61335	Morro Negro	L	4	2.004	0.32
61335	Morro Negro	L	5	2.020	0.37
61335	Morro Negro	L	9	1.980	0.24
61335	Morro Negro	L	43	2.045	0.45
AC 127-2	Morro Negro	L	2	2.020	0.37
AC 127-2	Morro Negro	L	3	2.415	1.68
AC 127-2	Morro Negro	L	4	2.041	0.44
AC 21-2	Molinos	L	38	2.185	0.92
AC 21-2	Molinos	L	39	2.176	0.89
AC 21-2	Molinos	L	46	2.231	1.07
AC 21-2	Molinos	L	68	2.315	1.35
AC 21-2	Molinos	L	91	2.289	1.27
AC 21-2	Molinos	L	92	2.172	0.88
AC 21-3	Molinos	L	4	2.137	0.76
AC 21-3	Molinos	L	5	2.159	0.83
AC 21-3	Molinos	L	15	2.292	1.27
AC 21-3	Molinos	L	18	2.765	2.85
AC 21-3	Molinos	L	19	2.245	1.12
AC 21-3	Molinos	L	20	2.198	0.96
AC 21-3	Molinos	L	53	2.174	0.88
AC 21-3	Molinos	L	54	2.141	0.77
AC 21-3	Molinos	L	58	2.133	0.75
AC 21-3	Molinos	L	73	2.112	0.68
AC 21-3	Molinos	L	75	2.202	0.98

MO y GO: Melanogabros y gabros olivínicos; G: Gabros; L: Leucogabros

**Tabla III.9.** Presiones de cristalización de anfíbol para la intrusión de Los Molinos según Anderson y Smith (1995).

Para ello, se han introducido la temperatura más baja obtenida con el geotermómetro de Blundy y Holland (1990) ( $T = 906\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), debido a que, como se explicó arriba, estas temperaturas están sobrestimadas, por lo que, del mismo modo, las presiones obtenidas deben tomarse como presiones mínimas. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla III.9. Se ha obtenido un rango de valores de entre 0.1 y 2.9 Kb con un promedio de 0.7 Kb.

**Figura III.28**

Diagramas de elementos traza, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) de los anfíboles (kaersutitas) en las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. En la columna izquierda se han representado los diagramas de tierras raras y en la columna derecha los diagramas multielemento.

La distribución de elementos traza en el anfíbol se encuentra algo condicionada por la textura en la que aparece. Así, los espectros de REE normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. III.28 columna izquierda) muestran dos tipos de pautas: los espectros más empobrecidos pertenecen a kaersutitas que están reemplazando al clinopiroxeno o, en menor medida, creciendo alrededor de los minerales opacos, mientras que los espectros más enriquecidos corresponden a kaersutitas con texturas poiquilíticas. En todos los casos son espectros enriquecidos en REE ligeras con respecto a las pesadas, en concordancia con los coeficientes de distribución.

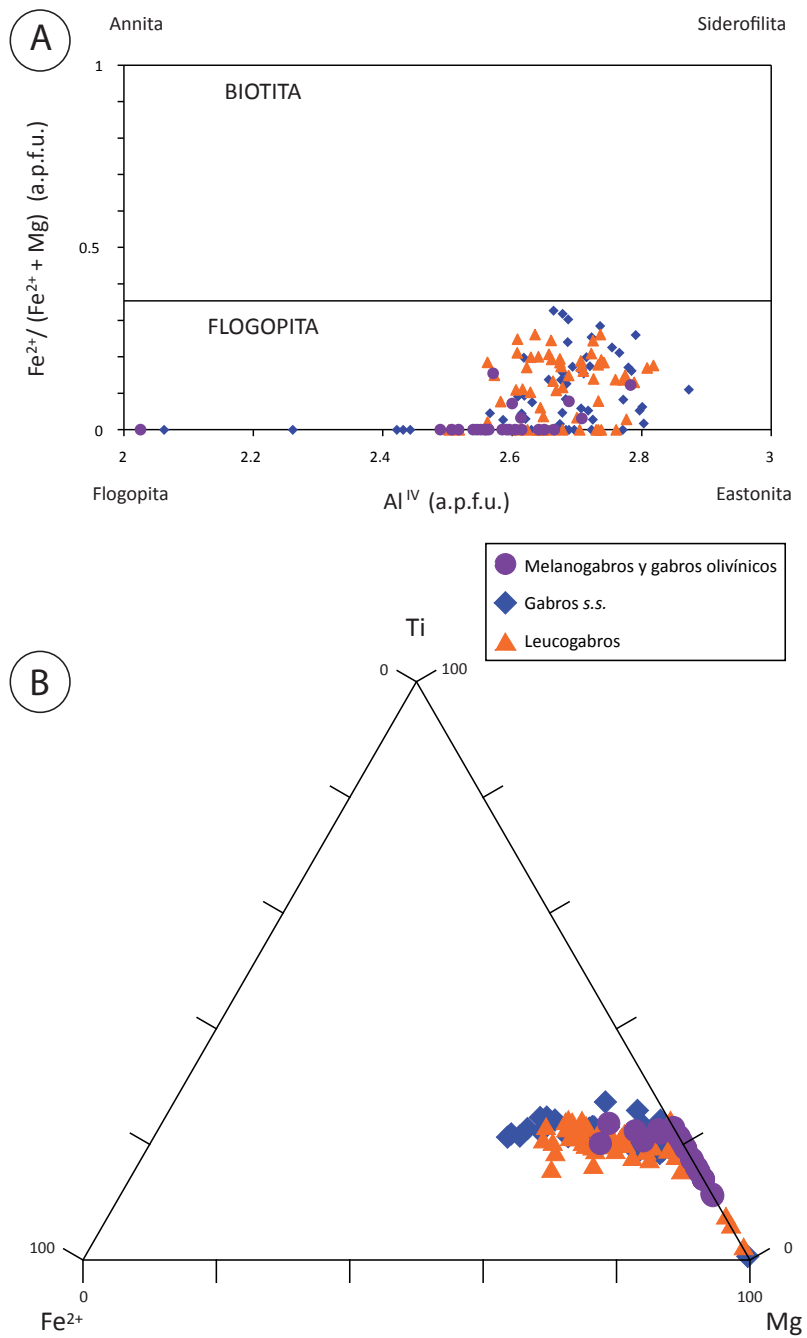
Las pautas de los diagramas multielemento (Fig. III.28 columna derecha) están, del mismo modo, condicionadas por la textura del anfíbol. Estas pautas para las kaersutitas poiquilíticas muestran anomalías positivas de Ba y los elementos H.F.S., sobre todo Nb y Ta. Por el contrario, los anfíboles que crecen a expensas del clinopiroxeno, pese a estar bastante empobrecidos en la mayoría de elementos traza, heredan las características del clinopiroxeno, presentando el mismo enriquecimiento de Ta sobre Nb y una ligera anomalía positiva de Ti.

### III.3.1.7.- Mica

La fórmula estructural de las micas fue calculada en base anhidra, teniendo en cuenta 22 oxígenos (OH, F, Cl) según Feldstein *et al.*, (1996). La estimación del H<sub>2</sub>O teórica se realizó por diferencia hasta 100 de la suma analítica una vez estimados los contenidos de Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup>. Éstos últimos se calcularon mediante el método de balance de

**Figura III.29**

Diagramas de variación composicional para las micas de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. A) Diagrama de clasificación de biotitas y flogopitas de Deer *et al.*, (1966). B) Diagrama composicional Ti-Mg-Fe<sup>2+</sup>.



cargas de Droop (1987).

Se trata de micas trioctaédricas (suma de cationes octaédricos  $\geq 2.5$  a.p.f.u, Rieder *et al.*, 1998) del tipo flogopita-biotita en todas las facies estudiadas y en el diagrama de clasificación de biotitas y flogopitas de Deer *et al.*, (1966), se clasifican en el campo de las flogopitas (Fig. III.29A). El intervalo de composiciones varía desde  $\text{Phl}_{100}\text{Ann}_0$  hasta  $\text{Phl}_{68}\text{Ann}_{32}$  para todas las facies estudiadas. Todas ellas son micas ricas en  $\text{TiO}_2$ , con cantidades que varían desde el 5 al 10 % en peso en todas las facies de gabros, aunque sin BaO y con contenidos bajos de F (0.1-0.4 % en peso) y Cl (< 0.2 % en peso). En las facies de melanogabros y

gabros olivínicos domina en las micas la sustitución de  $\text{TiO}_2$  por  $\text{MgO}$  (Fig. III.29B), mientras que para gabros s.s. y leucogabros, el  $\text{MgO}$  es sustituido tanto por  $\text{TiO}_2$  como por  $\text{FeO}$ . Los contenidos de OH calculados varían entre 1 y 5 % en peso en todas las facies de gabros.

### III.3.2.- CUERPOS PEGMATOIDES Y VENAS FÉLSICAS

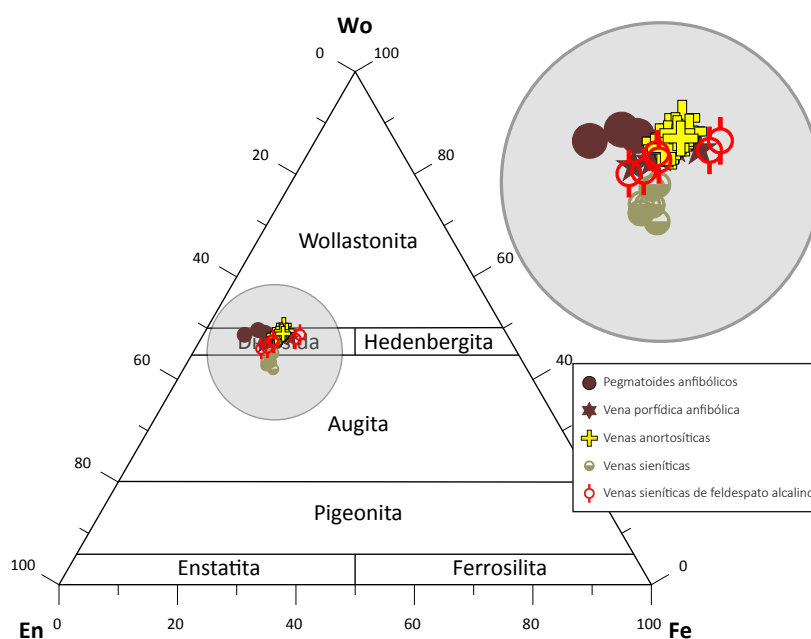
Las fórmulas estructurales de los minerales de estas rocas se han calculado del mismo modo que para los minerales pertenecientes a las facies de gabros.

#### III.3.2.1.- Clinopiroxeno

En los cuerpos pegmatoides, el clinopiroxeno presenta una composición similar al de los gabros,  $\text{En}_{38-44}\text{Fs}_{7-13}\text{Wo}_{49-50}$ . Es de tipo diópsido, en ocasiones subsilícico con zonas enriquecidas en  $\text{TiO}_2$  (hasta 2.5 % en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (6-7 % en peso).

En las venas porfídicas anfibólicas, los clinopiroxenos de la matriz se clasifican como diópsido (Fig. III.30). Es un clinopiroxeno generalmente sin zonado y que, ocasionalmente, presenta ligeros zonados concéntricos con tendencia normal, donde el borde se empobrece en Mg y se enriquece en Fe y Na con respecto al centro del cristal. Son clinopiroxenos con altos índices de Mg ( $\#mg = 0.86-0.92$ ) y contenidos variables de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.1-3.5 % en peso) y  $\text{TiO}_2$  (1.0-1.6 % en peso).

Los clinopiroxenos de las venas anortosíticas son también de tipo diópsido (Fig. III.30). Generalmente no presentan zonado y, cuando



**Figura III.30**

Diagrama de clasificación de Morimoto *et al.*, (1988) para los clinopiroxenos que aparecen en los cuerpos pegmatoides y diferentes tipos de venas félsicas que cortan a las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Wo: wollastonita. Fe: ferrosilita. En: enstatita.

aparece, éste es poco acusado y con desarrollo de algún sector subsilíceo, ligeramente enriquecido en  $\text{TiO}_2$  (3 % en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5 % en peso). Los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  de este clinopiroxeno se encuentran entre el 0.5 y 0.7 % en peso, aunque sin mostrar ninguna tendencia de variación de centro a borde de los cristales.

Los clinopiroxenos de las venas de sienita son augitas (Fig. III.30) ricas en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (contenidos aproximados del 5 % en peso) y sin zonado. Tienen altos índices de Mg ( $\#mg = 0.85-0.90$ ) y contenidos variables de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4.0-7.0 % en peso). A diferencia de las facies de gabros y del resto de venas félsicas descritas arriba, los clinopiroxenos de este tipo de venas son pobres en  $\text{TiO}_2$  (sin superar el 0.5 % en peso) y en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (< 1 % en peso). En las venas de sienita de feldespato alcalino, sin embargo, el clinopiroxeno es de nuevo algo más cálcico (diópsido). Presenta un ligero zonado normal, con aumento del hierro desde 7-8 % en peso en los centros de cristal hasta 10 % en los bordes. El color verdoso de este clinopiroxeno al microscopio óptico (sección II) se debe a su mayor contenido de  $\text{Na}_2\text{O}$ , siempre alrededor del 1 %.

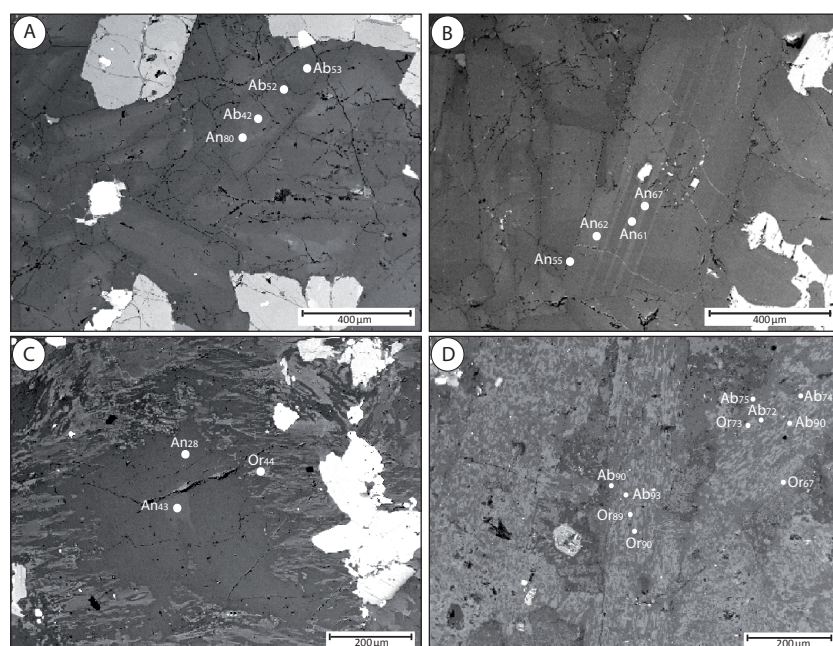
### III.3.2.2.- Feldespatos

En los cuerpos pegmatoides, la plagioclasa presenta en general pautas de zonado normal. Los centros presentan composiciones de labradorita cálcica ( $\text{An}_{66-65}$ ) a labradorita ( $\text{An}_{62-59}$ ), mientras que los bordes pueden ser: de labradorita ( $\text{An}_{58}$ ), de andesina ( $\text{An}_{43}$ ), de oligoclasa ( $\text{An}_{21}$ ,  $\text{An}_{12}$ ) e incluso de albita ( $\text{An}_9$ ).

En la vena porfídica anfibólica, las plagioclasas que aparecen directamente en contacto con los grandes cristales de anfíbol y

**Figura III.31**

Imágenes BSE para las plagioclasas y feldespatos alcalinos de los diferentes tipos de venas que cortan a las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. A) Plagioclasas con zonado ligeramente oscilatorio en la matriz de la vena porfídica anfibólica. B) Plagioclasea con zonado normal en las venas anortosíticas. C) Plagioclasea con zonado normal (centro) rodeada de feldespatos alcalinos pertitzados en las venas sieníticas. D) Feldespatos alcalinos pertitzados en las venas sieníticas de feldespato alcalino.

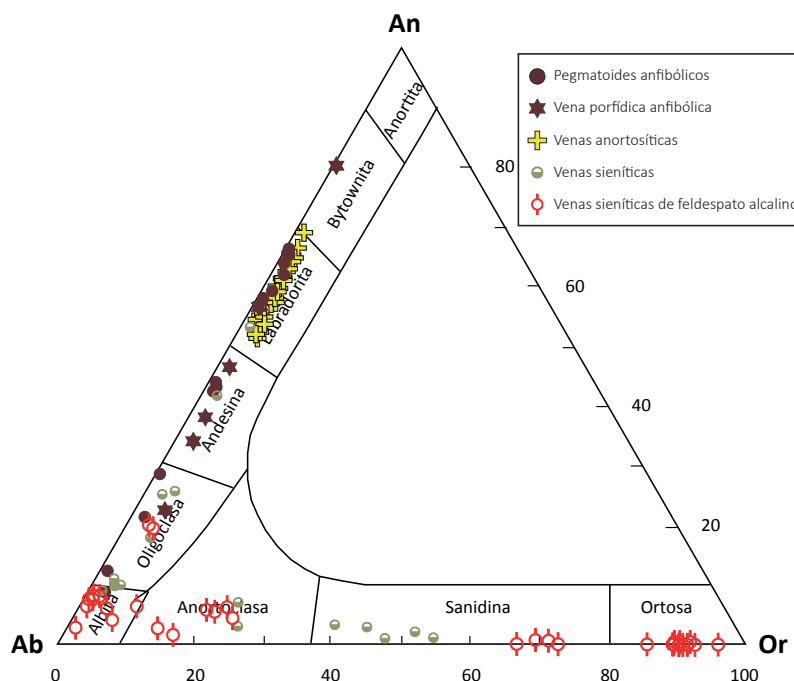




mica, presentan una composición de entre  $An_{57-23}Ab_{73-42}Or_{1-4}$  con zonado normal, clasificándose en los campos de la labradorita, andesina y oligoclasa, mientras que las plagioclasas de la matriz (Fig. III.31A) presentan valores de  $An_{80-53}Ab_{63-19}Or_{0-3}$  y zonado oscilatorio, proyectándose en los campos de bytownita y labradorita (Fig. III.32). Este aumento de calcio en las plagioclasas de la matriz es coherente con el mecanismo de formación sugerido en la sección III.2.2.2 para este tipo de venas.

En las venas de tipo anortosítico las plagioclasas, que son el mineral mayoritario, presentan una composición más o menos restringida,  $An_{51-69}Ab_{30-45}Or_{1-3}$ , proyectándose en el campo composicional de las labradoritas (Fig. III.32). Aunque estos no son muy acusados, presentan zonados concéntricos con tendencia normal (Fig. III.31B) donde los bordes se enriquecen en los componentes albita y ortosa con respecto a los centros del cristal.

En las venas de sienita, los centros de los feldespatos de mayor tamaño correspondientes a plagioclasas (ver sección III.2) tienen ocasionalmente composiciones de  $An_{53}$  (labradorita) y con mayor frecuencia, composiciones de  $An_{25-18}$  (oligoclasa) (Fig. III.32). Estos cristales, cuyo zonado no era apreciable al microscopio óptico, están rodeados por un borde de feldespato potásico (Fig. III.31C), cuya composición varía entre  $Or_{54}$  y  $Or_{39}$  (sanidina). El resto de cristales de feldespato, de menor tamaño, son también de feldespato potásico tipo sanidina ( $Or_{51}$ ) y se encuentran completamente pertitzados, como se indicaba en la sección III.2. La composición de estas pertitas es o bien de anortoclasa ( $An_{3-7}Ab_{70-72}Or_{23-25}$ ) o bien de albita ( $An_0$ ) (Fig. III.32). El tamaño de estas pertitas en los feldespatos alcalinos, puede



**Figura III.32**

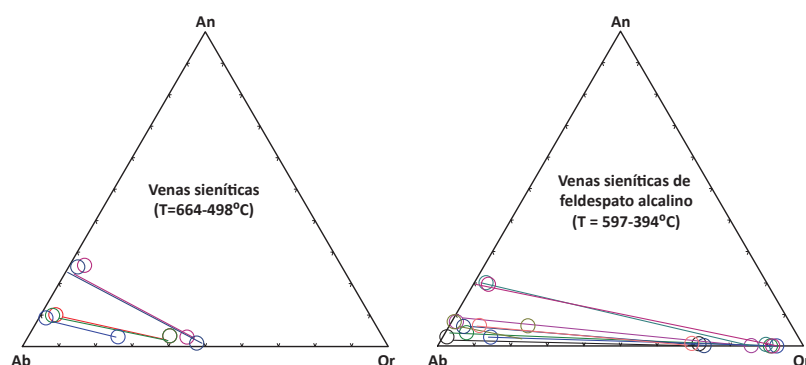
Diagrama de clasificación de plagioclasas y feldespatos alcalinos que aparecen en los cuerpos pegmatoides y diferentes tipos de venas félsicas que cortan a las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos según Deer *et al.*, (1992). Ab: albita. An: anortita. Or: ortosa.

variar, dependiendo de la sección, de 40-100  $\mu\text{m}$  (en las secciones 001) a 70-120  $\mu\text{m}$  (en las secciones 010) por lo que, según Smith y Brown (1988), se clasifican como macropertitas. Morfológicamente consisten en cadenas alargadas o barras, con secciones alargadas en los planos (010) y secciones elípticas en los planos (001) (Smith y Brown, 1988). La pertitización es generalizada en las venas de sienitas de feldespato alcalino (Fig. III.31D), en las que sólo ocasionalmente aparece algún cristal de feldespato sin pertitizar ni zonar y su composición es mucho más extrema, de tipo ortosa ( $\text{Or}_{89-90}$ ). El resto de cristales de feldespato tiene una composición que varía entre  $\text{Or}_{86}$  y  $\text{Or}_{96}$  y las pertitas que contienen son o bien de anortoclasa ( $\text{An}_{2-6} \text{Ab}_{82-72} \text{Or}_{16-20}$ ) o bien, con mayor frecuencia, de albita ( $\text{An}_{3-8}$ ) (Fig. III.32). Las pertitas de estos cristales presentan morfologías similares a las descritas arriba, aunque son siempre de menor tamaño ( $< 70 \mu\text{m}$ , micropertitas) que las de las venas de sienita.

Se han calculado temperaturas de equilibrio para estos feldespatos de composición ternaria en ambos tipos de venas sieníticas, con el

**Figura III.33**

Diagramas de temperatura para pares plagioclasa – feldespato potásico, según Elkins y Grove (1990), para las venas sieníticas y sieníticas de feldespato alcalino de la intrusión de Los Molinos.



**Tabla III.10**

Temperaturas entre pares plagioclasa - feldespato alcalino, según Elkins y Grove (1990) para las venas sieníticas de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	Clasf.	Plagioclasa	Feldespato alc.	Anortita	Albita	Ortosa	T (°C)
AC 13-2	VS	137		0.258	0.700	0.041	663.6
AC 13-2	VS		139	0.030	0.535	0.435	
AC 13-2	VS	149		0.253	0.722	0.025	525.6
AC 13-2	VS		150	0.011	0.518	0.471	
AC 137-1	VS	68		0.101	0.858	0.041	657.4
AC 137-1	VS		69	0.034	0.580	0.386	
AC 137-1	VS	67		0.099	0.867	0.033	639.5
AC 137-1	VS		69	0.034	0.580	0.386	
AC 137-1	VS	86		0.091	0.890	0.019	497.1
AC 137-1	VS		85	0.031	0.722	0.246	
AC 69-4	VSFA	15		0.029	0.960	0.011	505.3
AC 69-4	VSFA		14	0.007	0.282	0.711	
AC 69-4	VSFA	24		0.042	0.900	0.058	337.4
AC 69-4	VSFA		25	0.000	0.090	0.910	
AC 69-4	VSFA	27		0.077	0.910	0.013	451.4
AC 69-4	VSFA		28	0.001	0.142	0.857	
AC 81-3	VSFA	42		0.028	0.841	0.131	394.3
AC 81-3	VSFA		40	0.000	0.072	0.927	
AC 81-3	VSFA	47		0.201	0.767	0.032	475.5
AC 81-3	VSFA		51	0.005	0.100	0.895	
AC 81-3	VSFA	48		0.196	0.763	0.041	344.6
AC 81-3	VSFA		55	0.000	0.083	0.916	
AC 155-1	VSFA	92		0.062	0.898	0.040	551.7
AC 155-1	VSFA		93	0.001	0.271	0.728	
AC 155-1	VSFA	105		0.077	0.916	0.007	415.5
AC 155-1	VSFA		104	0.064	0.722	0.215	
AC 155-1	VSFA	106		0.065	0.853	0.082	597.2
AC 155-1	VSFA		107	0.008	0.301	0.691	

VS: Vena sienítica; VSFA: Vena sienítica de feldespato alcalino

*software* SOLVCALC de Wen y Nekvasil (1994), utilizando el modelo de distribución de Ca, Na y K en feldespatos de Elkins y Grove (1990). Los resultados se muestran en la Tabla III.10 y en la Fig. III.33. En ellas se observa que las temperaturas obtenidas, pese a ser subsolidus en todos los casos, son algo mayores para las venas de sienita (664-500°C) que para las venas de sienita de feldespato alcalino (600-400°C). Asimismo, la progresiva sustitución de plagioclasa por feldespato potásico como mineral félsico en estos dos tipos de venas, unido al hecho de que la composición de los feldespatos potásicos va haciéndose progresivamente más extrema en las sienitas de feldespato alcalino, sugiere que éstas representan fundidos muy diferenciados y probablemente residuales. A este respecto, en la Fig. III.32, se observa una variación progresiva de la composición de los feldespatos, desde los cuerpos pegmatoides anfibólicos a este tipo de venas sieníticas. Considerando sus relaciones de campo con las distintas facies de gabros, parece plausible que ambos correspondan a diferenciados finales de la cristalización de la intrusión de Los Molinos. Las venas anortosíticas, sin embargo, presentan plagioclasas ricas en CaO, de más alta temperatura, y dada su restringida localización, podrían representar la segregación de una pequeña cantidad del fundido que da lugar a los leucogabros a los que se asocian en el sector de Molinos.

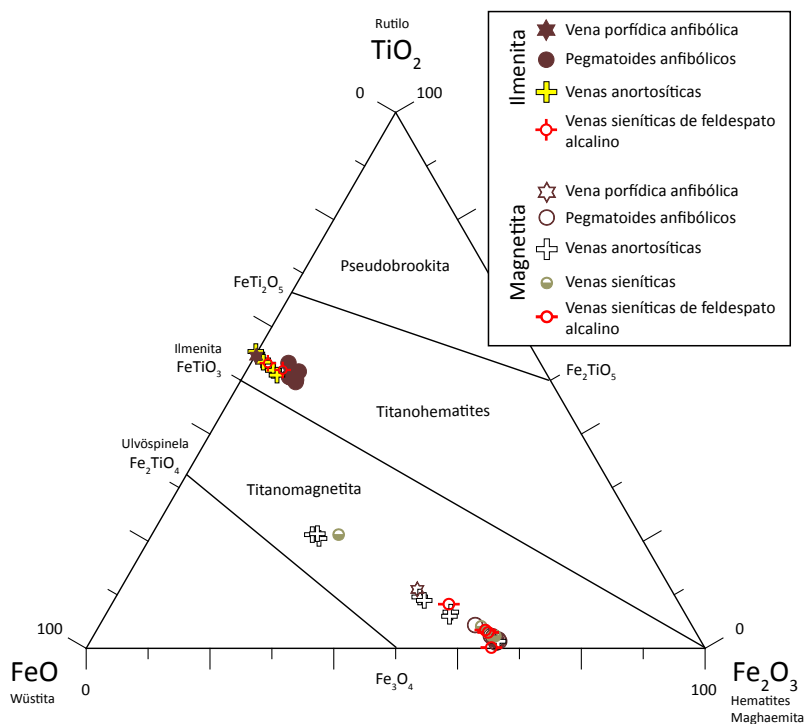
### III.3.2.3.- Óxidos de Fe y Ti

Los óxidos de Fe y Ti en los cuerpos pegmatoides están formados, al igual que en las distintas facies de gabros, por magnetitas con anchas exsoluciones de ilmenita. En la vena porfídica anfibólica, estos óxidos son algo más ricos en  $\text{TiO}_2$  (10 % en peso) y contienen algo de MnO (0.5 % en peso), mientras que en los gabros anfibólicos de los cuerpos pegmatoides las composiciones de magnetita son bastante más oxidadas ( $\text{Mt}_{87-96} \text{Usp}_{13-4}$ ), con contenidos de  $\text{TiO}_2$  que no superan el 4 % en peso y con  $\text{MnO} < 0.3$  % en peso (Fig. III.34). Este elemento es, sin embargo, más abundante en las exsoluciones de ilmenita, que presentan un 2 % en peso de MnO y cantidades de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  pequeñas, pero detectables en microsonda, del 0.1 % en peso. La composición de estas ilmenitas es aproximadamente  $\text{Ilm}_{93} \text{Gk}_3 \text{Php}_4$ .

En las venas de tipo anortosítico, los óxidos de Fe-Ti presentan dos grupos de composiciones: uno, que corresponde a magnetitas más tempranas, de composición  $\text{Mt}_{36-40} \text{Usp}_{64-60}$ , ricas en  $\text{TiO}_2$  (18-19 % en peso) y con algo de MnO (0.2-0.5 % en peso); y otro, que corresponde a magnetitas más oxidadas ( $\text{Mt}_{73-95} \text{Usp}_{27-5}$ ), con bajos contenidos de  $\text{TiO}_2$  (1-8 % en peso) y  $< 0.3$  % de MnO (Tabla IX.2.1). El primer grupo de magnetitas es muy similar en composición al de las magnetitas ricas en  $\text{TiO}_2$  de la facies de leucogabro, lo que es también compatible con el hecho de que estas venas de tipo anortosítico sean comagmáticas con dicha facies. Estas magnetitas presentan anchas exsoluciones de ilmenita, de composición bastante restringida (Fig. III.34),  $\text{Ilm}_{90-97} \text{Gk}_1$ .

**Figura III.34**

Diagrama composicional  $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  para los óxidos de Fe y Ti que aparecen en los cuerpos pegmatoides y diferentes tipos de venas félsicas que cortan a las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.



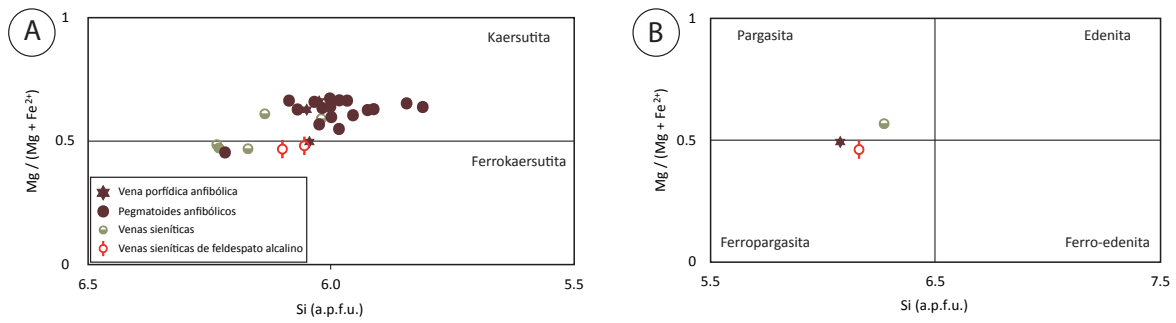
${}^9\text{Php}_{1-3}$ , con contenidos de MnO del 0.3 al 1.5 % en peso y desprovistas de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ .

En las venas sieníticas, aparece también algún cristal de composición más temprana ( $\text{Mt}_{42}\text{Usp}_{58}$ ), con 20 % de  $\text{TiO}_2$  y 2 % de MnO, aunque los más abundantes son cristales de composición  $\text{Mt}_{88-94}\text{Usp}_{12-6}$ , con  $\text{MnO} < 1$  % en peso. Las ilmenitas presentan una composición bastante restringida (Fig.III.34),  $\text{Ilm}_{92-93}\text{Gk}_{0-1}\text{Php}_{1-8}$ , con contenidos altos de MnO, próximos al 4 % en peso y desprovistas de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ .

El progresivo aumento de MnO en la estructura de magnetitas e ilmenitas en estas venas podría estar también relacionado con su carácter residual, ya que en los magmas que les dieron lugar, ya bastante diferenciados, la disponibilidad de FeO sería más bien baja, propiciando que el MnO entre a formar parte de estos óxidos.

#### III.3.2.4.- Anfíbol

El anfíbol es de composición bastante similar tanto en los cuerpos pegmatoides y vena porfídica anfibólica, como en las venas de composición sienítica. Todos se clasifican, según el diagrama de Leake *et al.*, (1997), como kaersutitas (Fig. III.35A). El ligero zonado de tonalidad verdosa que se describió en la sección III.2, suele corresponder al aumento en el contenido de hierro de centros a bordes de cristal, donde la composición es de ferrokaersutita. Este enriquecimiento en hierro en el anfíbol se produce también desde las venas sieníticas a las venas de feldespato alcalino, en las que el escaso anfíbol presente es



de tipo ferro-kaersutita.

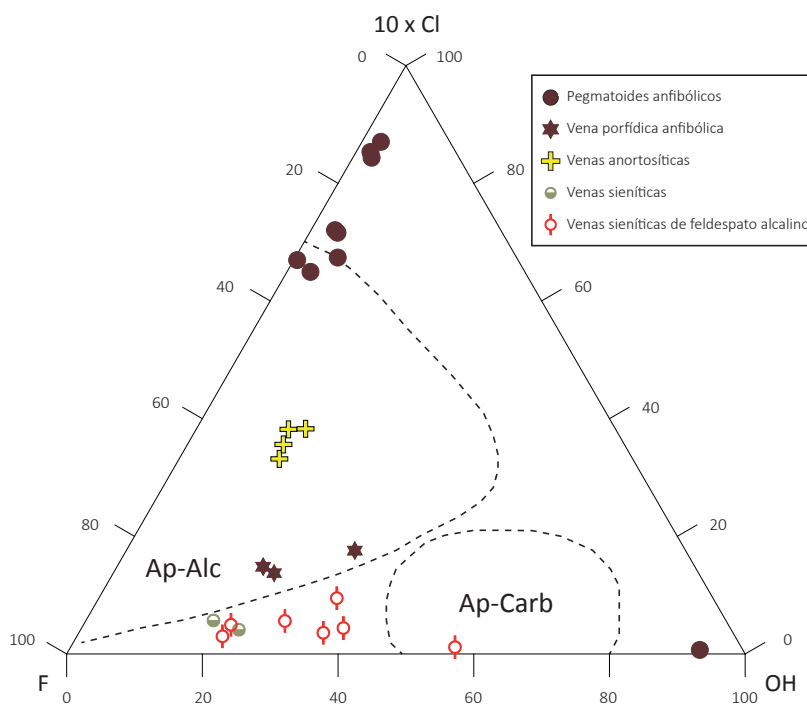
En todas estas rocas también aparece, de manera esporádica, un anfíbol creciendo a borde de la kaersutita que, al igual que en las distintas facies de gabros, es de composición pargasítica-ferropargasita (Fig. III.35B).

### III.3.2.5.- Apatito

La composición que presentan los apatitos de los cuerpos pegmatoides y venas félsicas (Fig. III.36) es similar a la descrita para el apatito de las distintas facies de gabros. Se trata también de flúor-hidroxi apatito, aunque en estas rocas está ligeramente más enriquecido en F, cuyos contenidos varían entre un 2 y un 3 % en peso y tienden a ser más abundantes en las venas de sienita y sienita de feldespato alcalino. Los contenidos de Cl en el apatito también son ligeramente superiores

**Figura III.35**

Clasificación, en el diagrama de Leake *et al.*, (1997), de los anfíboles presentes en las facies pegmatoides anfibólicas y venas félsicas que cortan a los gabros de la intrusión de Los Molinos. A) Diagrama de clasificación para anfíboles de tipo kaersutita, con Ti > 0.5 a.p.f.u. (Tabla IX.2.1). B) Diagrama de clasificación para los anfíboles de tipo pargasita con Ti < 0.5 a.p.f.u. (Tabla IX.2.1).



**Figura III.36**

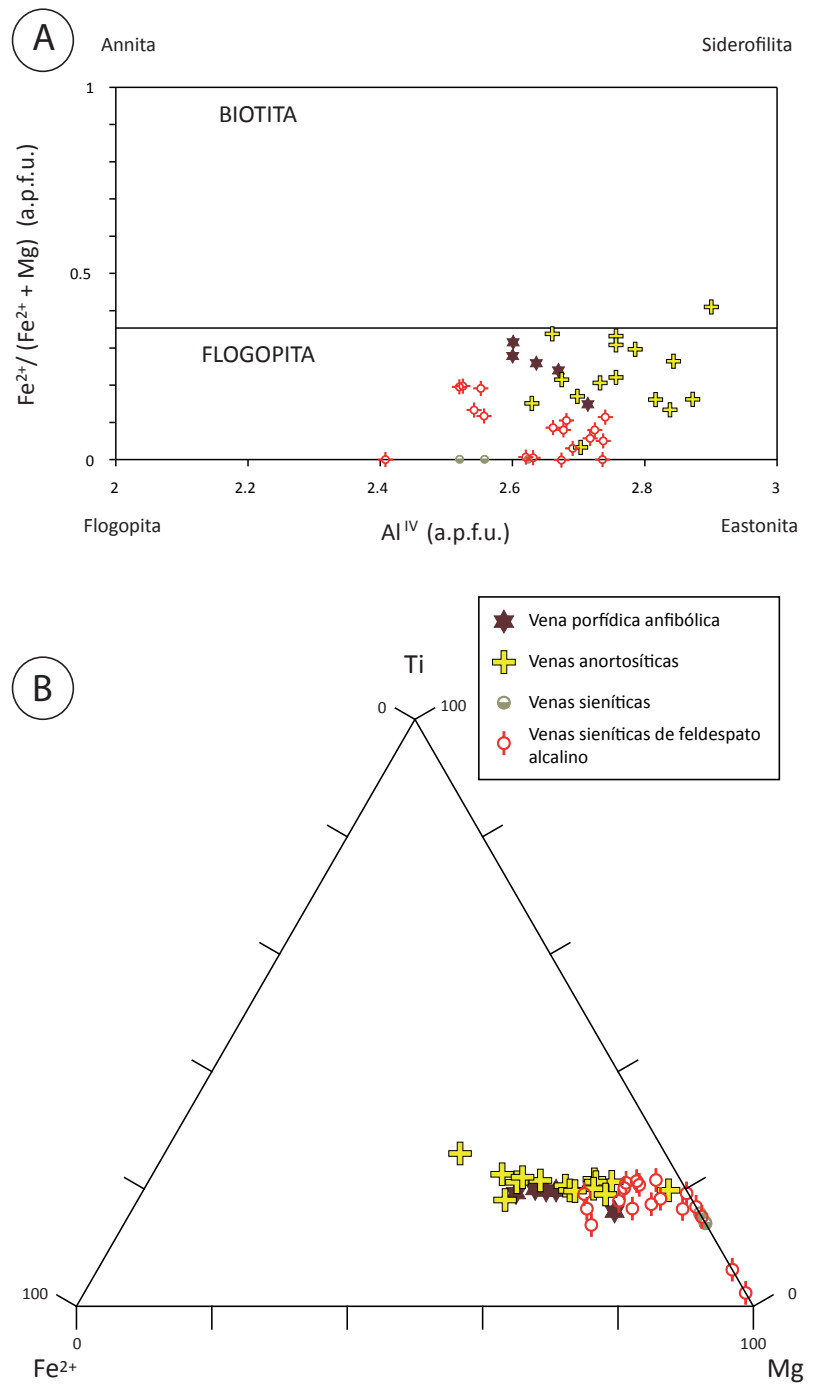
Diagrama composicional Cl-F-OH para los apatitos que aparecen en los pegmatoides anfibólicos y en los diferentes tipos de venas félsicas que cortan a las distintas facies de gabros en la intrusión de Los Molinos.



en las venas, donde llegan a alcanzar el 0.4 % en peso. Sin embargo, para contenidos similares de F y OH, los apatitos de los pegmatoides anfibólicos presentan mayores contenidos en Cl, llegando a alcanzar hasta un 0.8 % en peso, indicando probablemente que se trata de apatitos hidrotermales.

III.3.2.6.- Mica

**Figura III.37**  
Diagramas composicionales para las micas que aparecen en los diferentes tipos de venas félsicas que cortan a las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. A) Diagrama de clasificación de biotitas y flogopitas de Deer *et al.*, (1966). B) Diagrama composicional Ti-Mg-Fe<sup>2+</sup>.



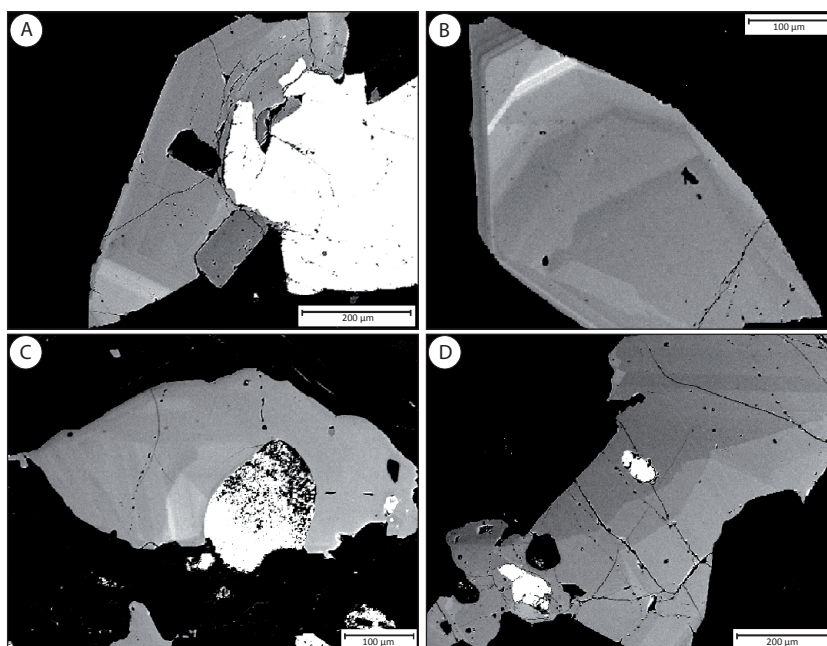
También en el caso de la mica la composición presenta poca variación con respecto a la descrita en las distintas facies de gabros. Se trata asimismo de flogopita según el diagrama de clasificación de Deer *et al.*, (1966) (Fig. III.37A), con composiciones que varían entre  $\text{Phl}_{68}\text{Ann}_{32}$  y flogopita prácticamente pura. En cuanto al patrón de variación de  $\text{FeO}$  y  $\text{TiO}_2$  con respecto a  $\text{MgO}$  (Fig. III.37B), se observa un enriquecimiento progresivo en  $\text{FeO}$ , para contenidos de  $\text{TiO}_2$  más o menos constantes, similar al que se describió en las facies de gabbro s.s. y leucogabbro.

### III.3.2.7.- Esfena

La fórmula estructural de la esfena se calculó teniendo en cuenta 20 oxígenos y 12 cationes según el procedimiento de Higgins y Ribbe (1976), en el que se asume todo el hierro como  $\text{Fe}^{3+}$ , y que el Al sustituye al Ti en los huecos octaédricos.

Como ya se ha mencionado en la sección II, la esfena aparece como mineral accesorio tan sólo ocasionalmente, en las venas porfídicas con anfíbol y en las venas de sienita de feldespato alcalino. En ambos casos presenta zonados oscilatorios compuestos por un alto número de finas zonas de crecimiento, que suelen ser euhedrales en los bordes y de morfología más irregular, incluso en parches, hacia las zonas más internas de cristal. En las imágenes BSE (Fig. III.38), se aprecia un profundo contraste entre zonas de color gris oscuro y gris claro, y zonas intensamente brillantes. Estas últimas se encuentran enriquecidas en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  y REE con respecto a las zonas grises.

Los contenidos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en las zonas claras no superan el 1 % en peso. Sin embargo, el  $\text{ZrO}_2$  normalmente presenta 1-2 % en peso y



**Figura III.38**

Imágenes BSE de las esfenas que aparecen en las venas porfídicas anfibólicas asociadas a las facies de leucogabbro al norte del sector de Molinos, en las que se observan los zonados que presentan, oscilatorios y en parches. Ver texto para explicación.

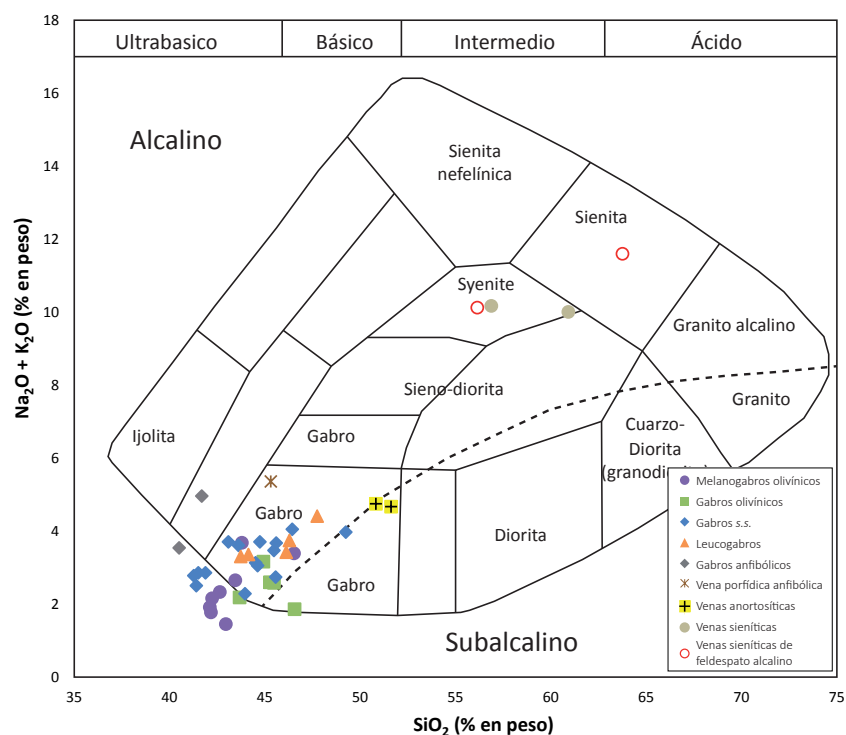
puntualmente puede llegar hasta 4 % en peso.  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  y  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ , pese a ser menos abundantes, se encuentran por encima del límite de detección de la microsonda, con concentraciones respectivas de 0.2-0.3 % y 0.1-0.2 % en peso. En la esfera de las venas de sienita de feldespato alcalino, los contenidos de  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  pueden llegar hasta 0.6 % en peso y la suma de tierras raras (de La a Tb) también puede llegar a alcanzar valores de cierta importancia (2.4 % en peso).

### III.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las relaciones de campo, las texturas y las composiciones químicas de los minerales en la intrusión de Los Molinos, parecen indicar que las distintas facies de gabros se encuentran relacionadas genéticamente y que los cuerpos pegmatoides y venas félsicas asociadas también parecen compartir esta relación. Asimismo, se ha observado que en general parece existir una tendencia de diferenciación, no sólo desde las facies más melanocráticas a las más leucocráticas, es decir, desde las partes bajas a las partes altas de los afloramientos de esta intrusión, sino también desde el sector Sur (sector de Morro Negro) hacia el sector Norte (sector de Molinos), con cierta somerización de la cámara en este sentido.

Todo lo anterior forma la base para el estudio de la geoquímica de roca total de la intrusión de Los Molinos, cuyo objetivo es el de establecer los procesos de diferenciación magmática que han podido dar lugar a todo el conjunto de rocas estudiado. La selección de muestras se

**Figura III.39**  
Diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de clasificación para rocas plutónicas (Cox *et al.*, 1979) en el que se han proyectado las diferentes facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas que forman la intrusión de Los Molinos. La línea discontinua marca la separación entre los campos de composición alcalina y subalcalina.



ha realizado tratando de escoger aquellas que presentaran menor alteración y que fueran representativas de las distintas facies a estudiar. De este modo, se seleccionaron 40 muestras, de las cuales 8 corresponden a melanogabros olivínicos, 5 a gabros olivínicos, 13 a gabros s.s., 5 a leucogabros, 2 a gabros pegmatoides, 1 a venas porfídicas anfibólicas, 2 a venas anortosíticas, 2 a venas de sienita y 2 a venas de sienita de feldespato alcalino. Este conjunto de muestras se encuentra distribuido por toda el área que ocupa la intrusión de Los Molinos, estando además bien representados, tanto el sector de Morro Negro como el sector de Molinos. Los datos analíticos se presentan en la Tabla IX.3.1, dentro del CD adjunto al manuscrito de este trabajo.

Siguiendo la misma tendencia de agrupación de todas las litologías de la intrusión de Los Molinos en los capítulos anteriores, la descripción de las características geoquímicas de estas rocas no se ha separado en sectores (sector de Morro Negro o sector de Molinos). Sin embargo, en el caso de existir diferencias composicionales evidentes entre ellos, se realizarán puntualizaciones al respecto.

#### III.4.1.- ELEMENTOS MAYORES

Las rocas que componen las distintas facies de gabros (incluidas las pertenecientes a los cuerpos pegmatoides) son, por su contenido en  $\text{SiO}_2$  (41.02-49.57 % en peso), principalmente ultrabásicas, con algunos términos básicos. Las venas porfídicas anfibólicas, con un 44.73 % en peso de  $\text{SiO}_2$ , se encuentran en el límite entre rocas ultrabásicas y básicas. Las venas anortosíticas, con contenidos de  $\text{SiO}_2$  del 50 y 51 % en peso, son rocas básicas y, por último, las venas sieníticas, con contenidos en  $\text{SiO}_2$  del 56 al 63 % en peso, son rocas de composición intermedia a ácida.

En el diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) de rocas plutónicas de Cox *et al.*, (1979) (Fig. III.39), se proyectan principalmente en el campo de rocas alcalinas quedando sólo algunas rocas por debajo de éste.

Según su composición normativa (Tabla IX.3.2, anexo) todas las muestras son rocas saturadas, sin nefelina y sin cuarzo normativos, salvo en las composiciones más diferenciadas (venas félsicas y una muestra de leucogabro), donde aparece algo de cuarzo, pero sin superar el 4 % normativo. El piroxeno normativo dominante es el diópsido, aunque la hiperstena está también presente, lo cual indica un carácter de alcalinidad moderada, consistente con lo observado en la Figura III.39. Ambos piroxenos normativos van disminuyendo desde los melanogabros olivínicos hacia los leucogabros, en los que se encuentran por debajo del 11 % (diópsido) y 5 % (hiperstena) y son < 5 % en todas las venas félsicas. El olivino normativo presenta una variación similar, siendo muy abundante en los melanogabros y gabros olivínicos (9-21 % normativo), para disminuir en los gabros s.s. (2-10 %) y ser escaso o inexistente en los leucogabros y venas félsicas. Los contenidos

de plagioclasa aumentan en el mismo sentido en el que disminuyen olivino y piroxeno, y su composición es principalmente cálcica en todas las facies de gabros y en las venas de tipo anortosítico, mientras que en las venas félsicas es sódica, y aparece acompañada por cantidades importantes de ortosa, en concordancia con su mineralogía modal.

Químicamente (Tabla IX.3.1), los melanogabros y gabros olivínicos presentan contenidos de MgO y hierro total muy altos, lo cual es consistente con la evidencia textural de que se trata de rocas que acumulan minerales ferromagnesianos. Los gabros s.s. y leucogabros presentan cantidades de hierro, y sobre todo cantidades de  $\text{TiO}_2$  (hasta 7 % en peso) muy altas, lo cual se explica por su abundante cantidad modal de óxidos de Fe-Ti (Tabla III.1). Además, en los leucogabros y venas anortosíticas y sieníticas, los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son especialmente altos, con respecto a MgO relativamente bajo, lo que se relaciona con los altos contenidos modales de feldespatos en estas rocas (Tabla III.1).

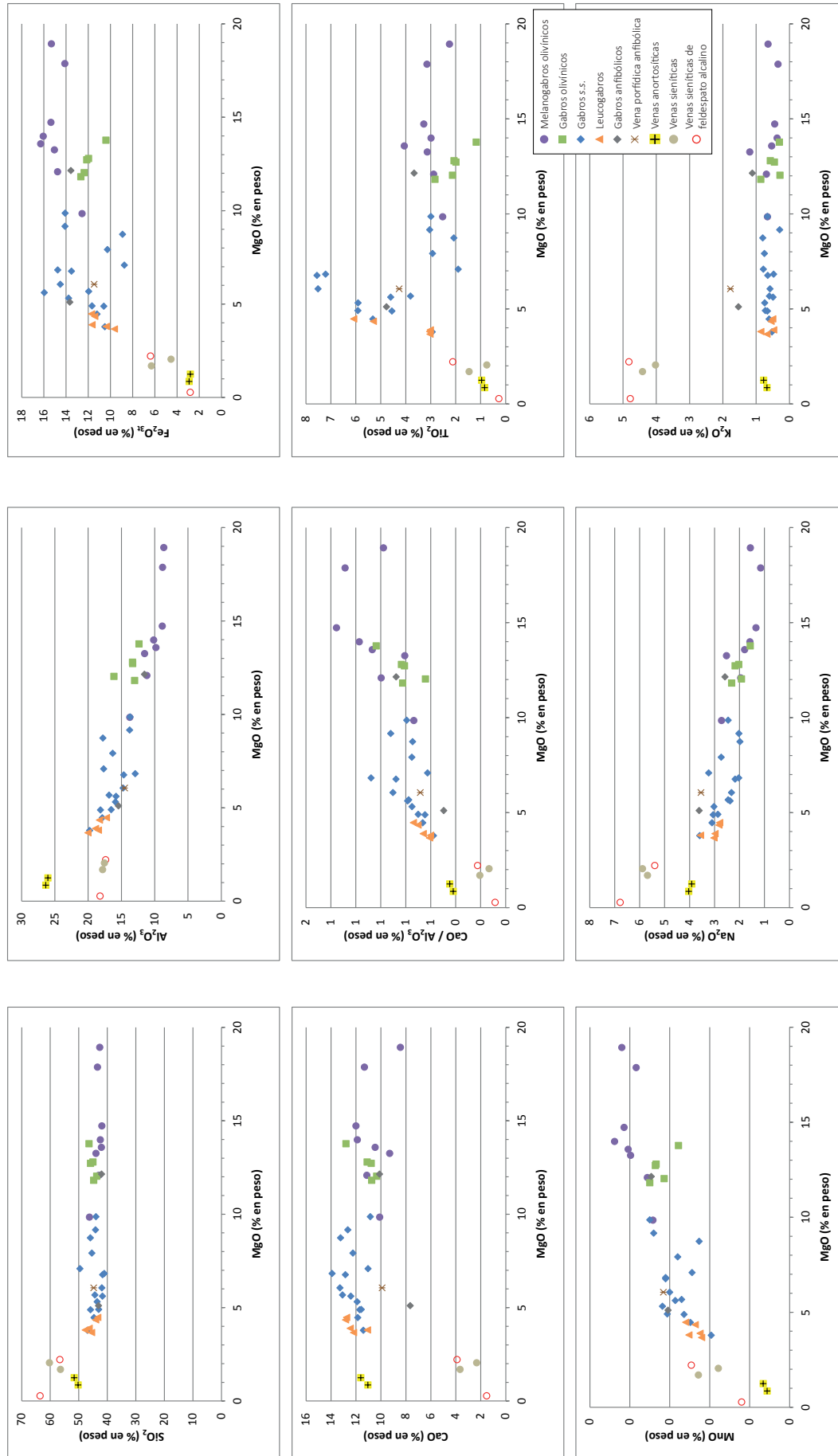
Los valores de pérdida al fuego (LOI: *loss on ignition*), varían desde -0.4 a 1.9, reflejando que el grado de alteración no es elevado en las muestras seleccionadas. Sin embargo, en las muestras de los cuerpos pegmatoides de gabra anfibólico, los valores de LOI se incrementan hasta el 3 % en peso, reflejando la alteración de los minerales félsicos en estas rocas (ver sección III.2).

Para estudiar la variación composicional de elementos mayores en función del grado de evolución de las rocas, se han realizado diagramas de variación o de tipo *Harker* con el MgO como índice de diferenciación (Fig. III.40), dado el carácter ultrabásico y básico de la mayoría de ellas. Como cabe esperar, los contenidos en MgO decrecen desde la facies de melanogabros y gabros olivínicos a la facies de leucogabros, con contenidos en MgO que van desde 19-10 % en peso hasta 5-3 % en peso respectivamente. Las venas porfídicas anfibólicas (MgO = 6 % en peso), contienen cantidades de MgO muy próximas a las de las facies de gabra s.s., las cuales varían del 10 al 4 % en peso. Las venas anortosíticas son pobres en MgO, con contenidos inferiores al 1.3 % en peso, mientras que las venas sieníticas presentan contenidos desde 0 a 2 % en peso.

A pesar de tratarse de rocas acumuladas, la variación de la mayoría de elementos mayores frente al MgO muestra pautas aproximadamente lineales, lo que sugiere que todas las rocas se encuentran relacionadas genéticamente. En los diagramas de la Fig. III.40 se observa que, a medida que aumenta la diferenciación (disminuye el contenido en MgO), se produce un aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , y un descenso en la relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Esto, unido al progresivo descenso de MgO y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ , indica que se han fraccionado minerales ferromagnesianos y que la plagioclasa se ha ido concentrando progresivamente.

Además, como también cabe esperar, las concentraciones de elementos





**Figura III.40.** Diagramas de variación, o tipo *Harker*, de elementos mayores para las diferentes facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas, que forman la intrusión de Los Molinos. El diagrama  $\text{MgO} - \text{P}_2\text{O}_5$  no se ha incluido, por presentar una alta dispersión, que se explica en el texto.

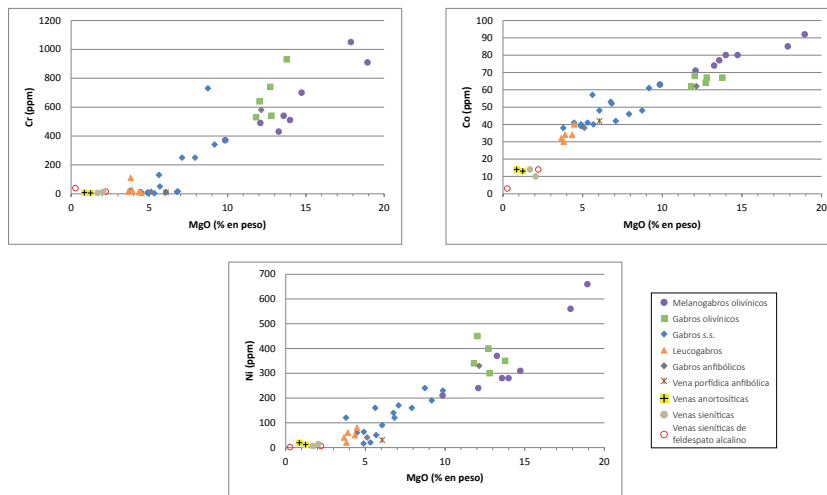
mayores en las diferentes litologías están fuertemente influidas por las composiciones modales de las mismas. De este modo, por ejemplo, la tendencia al aumento lineal de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  se rompe para las venas sieníticas (Fig. III.40). En el caso de  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , estas venas presentan valores muy por debajo de las demás litologías, lo que es debido a la ausencia de plagioclasa cálcica en estas rocas, mientras que, en el caso del  $\text{K}_2\text{O}$ , se encuentran por encima, dada la abundancia modal de feldespato potásico. En este mismo diagrama,  $\text{MgO}$  frente a  $\text{K}_2\text{O}$ , se observa además que las venas porfídicas anfibólicas se encuentran también enriquecidas con respecto a rocas que presentan similar concentración de  $\text{MgO}$ . Esto se debe a la influencia de los altos contenidos modales de mica y anfíbol en ellas con respecto al resto de litologías.

Otro buen ejemplo de la gran influencia que ejerce en rocas acumuladas la composición modal sobre la geoquímica de roca total, es la tendencia observada al proyectar  $\text{MgO}$  frente a  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  y frente a  $\text{TiO}_2$ . En ambos casos, para los melanogabros y gabros olivínicos,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  y  $\text{TiO}_2$  tienden a disminuir. Esta tendencia se invierte para los gabros s.s., que concentran grandes cantidades de magnetita e ilmenita, y finalmente vuelve a ser descendente para el resto de muestras, cuya proporción modal de estos minerales va disminuyendo (Fig. III.40). Aunque en general las tendencias de diferenciación están ensombrecidas por la dispersión de concentraciones de elementos mayores relacionadas directamente con las variaciones modales, en general parece existir un proceso de cristalización fraccionada + acumulación, que relaciona las diferentes litologías estudiadas.

Hay que destacar, sin embargo que el  $\text{P}_2\text{O}_5$  no presenta tendencia alguna con la diferenciación. Esto es un reflejo del contenido más o menos constante de este elemento en las distintas litologías, que en general queda comprendido entre el 0.2 y 0.4 % en peso (Tabla IX.3.1), pero que puede llegar a ser mucho más abundantes en las muestras ricas en anfíbol, donde llega a alcanzar hasta el 0.78 % en peso (por ejemplo, cuerpos pegmatoides anfibólicos). La relación entre la abundancia de anfíbol y apatito y la irregularidad en la distribución de éstos en la intrusión, parece indicar una distribución también irregular del contenido de volátiles dentro de la cámara magmática representada por la intrusión de Los Molinos.

### III.4.2.- ELEMENTOS TRAZA

En rocas acumuladas es importante determinar qué elementos traza son compatibles con las fases cristalizadas y por tanto van a estar también controlados por ellas, y qué elementos presentan un carácter incompatible, ya que estos últimos pueden representar una mejor aproximación a la evolución del líquido durante el proceso de diferenciación magmática.

**Figura III.41**

Diagramas de variación para Cr, Co y Ni frente a MgO como índice de diferenciación. Se observan tendencias similares para los tres elementos, de disminución con el aumento de la diferenciación magmática, consistentes con la fraccionación de minerales ferromagnesianos.

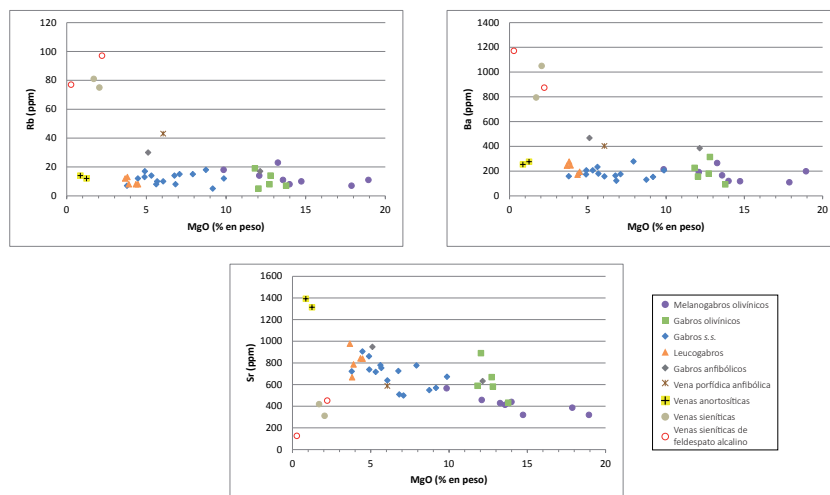
En la figura III.41, en la que se han enfrentado Cr, Co y Ni, frente al MgO, se observa un descenso de éstos con la diferenciación. El descenso en Ni y Co con el descenso de MgO indica la fraccionación de olivino mientras que el descenso en Cr está marcado por el fraccionamiento de clinopiroxenos (y en menor medida magnetitas con cromo), ambos desde la facies de melanogabros y gabros olivínicos hacia la facies de leucogabro, cayendo drásticamente en las venas félsicas, prácticamente desprovistas de estos minerales. La buena correlación que muestran todas las facies, en especial para el caso del Co, que no está tan influido por la mineralogía modal, indica una vez más, que todas ellas se encuentran relacionadas genéticamente, mediante procesos de cristalización fraccionada, al menos de fases ferromagnesianas.

Por otro lado, el intervalo de concentración de estos elementos compatibles, definido para los magmas primitivos es de Cr: 250-450 ppm, Co: 27-80 ppm y Ni: 500-600 ppm (Allégre *et al.*, 1977; Wilson, 1989). Los intervalos composicionales para estos elementos en las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos, están a grandes rasgos muy por encima en la facies de melanogabros y gabros olivínicos, y en general por debajo en las facies de gabro s.s. y leucogabro, lo que indica que ninguna de estas facies representa un magma primitivo. Sólo dos muestras de melanogabros olivínicos (AC 12-2 y AC 29-3) presentan concentraciones de Cr, Co y Ni que están dentro de los mencionados intervalos definidos para magmas primitivos, y podrían ser las muestras que más se aproximen a la composición del magma parental.

Los elementos de tipo L.I.L. (*Large Ion Litophile*) Rb y Ba, en las distintas facies de la intrusión de Los Molinos, están controlados principalmente por flogopita y feldespato potásico (Rb) y anfíbol (Ba, ver Fig. III.28). En el caso del Rb, la ausencia de correlación con la diferenciación (Fig. III.42), es un reflejo del carácter accesorio y distribución modal irregular de la flogopita. Por otro lado, como ya se observaba en los diagramas de elementos mayores, las venas porfídicas anfibólicas y, sobre todo

**Figura III.42**

Diagramas de variación de elementos traza tipo L.I.L. frente a MgO como índice de diferenciación. Las pautas de Rb y Ba presentan alta dispersión, mientras que el Sr aumenta con la diferenciación magmática, dado que la plagioclasa, que lo retiene, se concentra progresivamente en gabros s.s., leucogabros y parte de las venas félsicas.



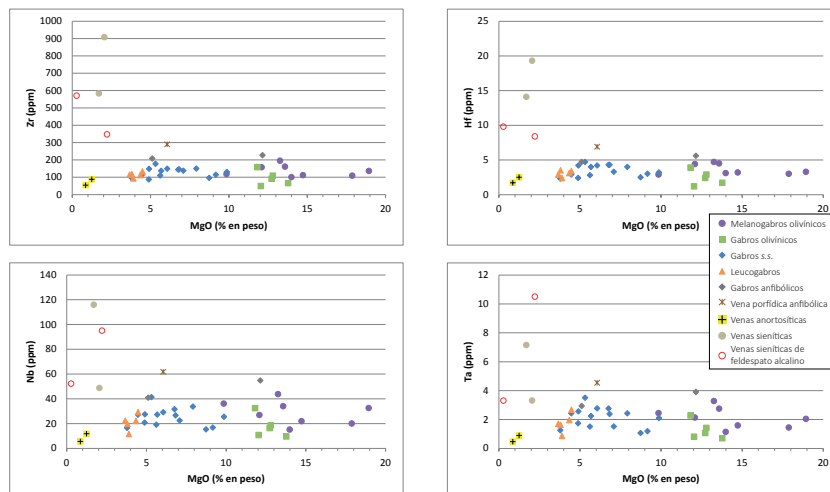
las venas sieníticas, están fuertemente enriquecidas en Rb y Ba dado que, en el caso de la primera es una vena rica en mica y anfíbol y, en el caso de las venas sieníticas, son venas ricas en feldespato alcalino con respecto al resto de litologías de la intrusión.

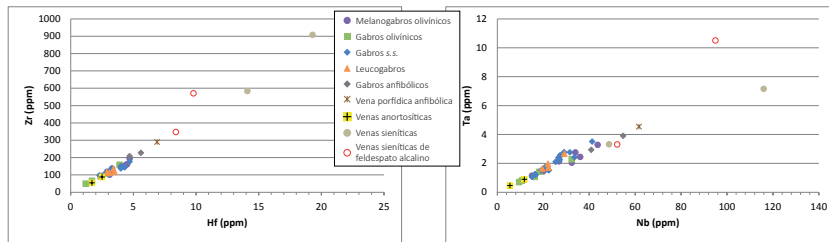
Sin embargo, el Sr presenta una buena correlación con MgO (Fig. III.42), aumentando desde la facies de melanogabros y gabros olivínicos hasta las facies de leucogabro y venas anortosíticas, éstas últimas con los mayores enriquecimientos en Sr. Esto parece ser un reflejo de la progresiva concentración de plagioclasa a medida que se fraccionan los minerales ferromagnesianos, en concordancia con lo observado en diagramas tipo *Harker* para elementos mayores. A su vez, las venas sieníticas presentan contenidos de Sr muy por debajo de los del resto de litologías, reflejando la abundancia de feldespatos alcalinos, el cual no ejerce control sobre el Sr, en relación al bajo contenido en plagioclasas de estas rocas.

Dentro de los elementos H.F.S. (*High Field Strength*), tanto Zr y Hf como Nb y Ta, se han proyectado frente a MgO en la figura III.43.

**Figura III.43**

Diagramas de variación para elementos traza de tipo H.F.S. frente a MgO como índice de diferenciación. La dispersión observada en todos los diagramas es debida al control modal que ejercen clinopiroxeno y anfíbol sobre estos elementos.

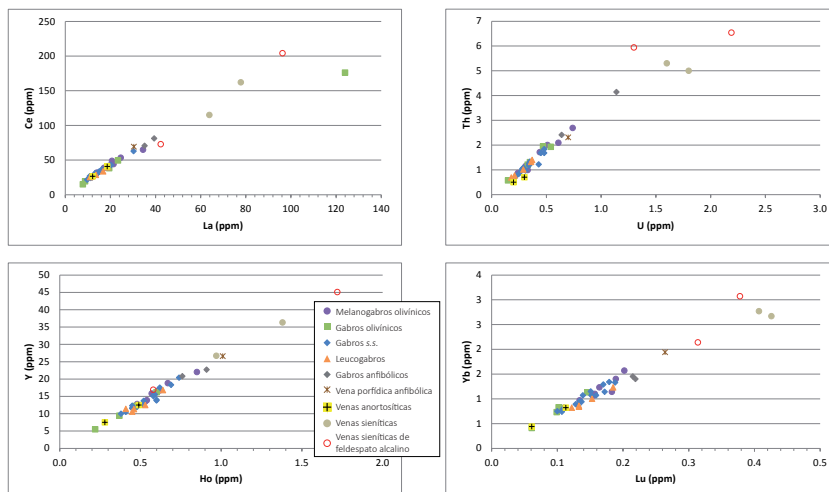


**Figura III.44**

Diagramas que muestran el comportamiento de los pares geoquímicos Zr-Hf y Nb-Ta. Las buenas correlaciones lineales entre ellos para todas las litologías de la intrusión de Los Molinos indican que sus relaciones se han mantenido constantes a lo largo del proceso de cristalización, lo cual sugiere que ésta se ha producido en sistema cerrado, al menos para estos elementos.

Ninguno de ellos muestra una tendencia clara con el aumento de la diferenciación. Sin embargo, esto puede deberse a que, en mayor o menor medida, son elementos controlados por clinopiroxeno y anfíbol, de modo que su distribución puede sufrir bastante dispersión por el efecto de las concentraciones modales relativas de ambas fases minerales. Así, tanto Ta como Hf presentaban mayor afinidad en la estructura del clinopiroxeno que Nb y Zr (ver Fig. III.15), pero el mismo grado aproximadamente de compatibilidad en la estructura del anfíbol (ver Fig. III.28). A ello hay que añadir, además, que el grado de concentración de estos elementos traza en la fase mineral más abundante (clinopiroxeno) es precisamente mucho menor (alrededor de diez veces el contenido del manto primitivo), que el que presentan en anfíbol (más de 100 veces el contenido del manto primitivo para Nb - Ta y más de 50 para Zr y Hf). Esto último queda patente en las muestras anfibólicas (vena porfídica y gabros de los cuerpos pegmatoides), que siempre quedan enriquecidas con respecto al resto de facies de gabros. Además, en los diagramas de la figura III.43, las venas sieníticas quedan enriquecidas en estos cuatro elementos, especialmente en Zr. Esto se correlaciona tanto con la presencia de esfena accesoria, como con el hecho de que esta esfena contiene zonas ricas en zirconio (hasta 4 % en peso de  $ZrO_2$ , ver sección III.3.2.7.).

El hecho de que la dispersión en estos elementos traza, se deba a los factores mencionados de concentración relativa de unas u otras fases minerales se comprueba si se enfrentan entre ellos los elementos que conforman estos dos pares geoquímicos. En la figura III.44 se

**Figura III.45**

Diagramas de comportamiento de elementos fuertemente incompatibles en la intrusión de Los Molinos. El caso es similar al observado para los pares Zr-Hf y Nb-Ta.



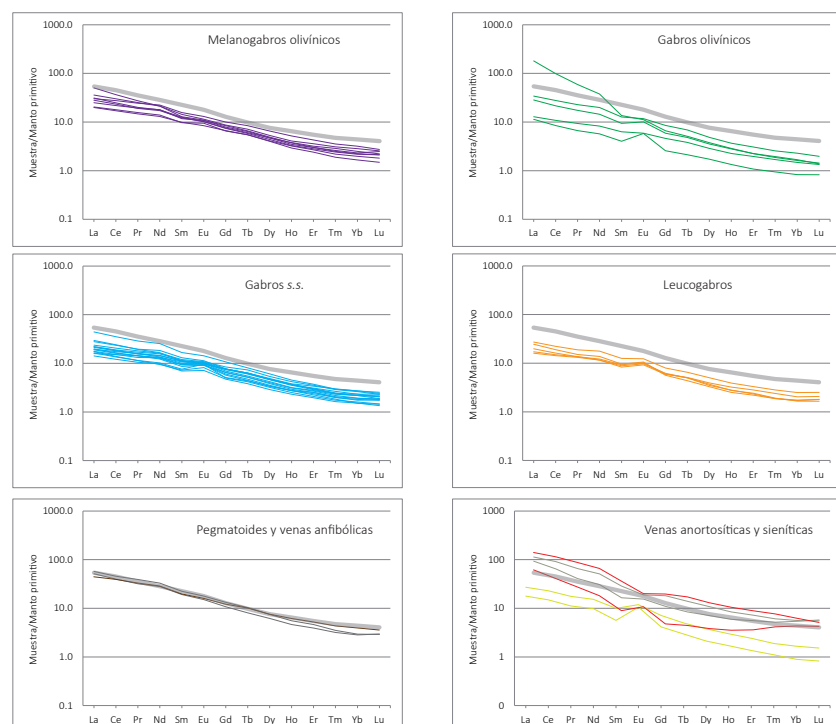
observan fuertes correlaciones positivas para ambos pares en todas las facies de rocas estudiadas, con líneas que se ajustan prácticamente al eje de ordenadas, indicando que las relaciones Zr/Hf y Nb/Ta se han mantenido constantes durante el proceso de cristalización o, en otras palabras, que ésta ha tenido lugar en un sistema cerrado para dichos elementos. Esto mismo sucede para otros elementos de carácter fuertemente incompatible y comportamiento geoquímico similar, como son La-Ce, U-Th, Y-Ho e Yb-Lu. (Fig. III.45).

#### III.4.2.1.- Diagramas de tierras raras

Los espectros de REE en roca total, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. III.46) muestran pendientes negativas, con enriquecimientos en REE ligeras con respecto a las REE pesadas, que son característicos de basaltos OIB formados mediante bajo grado de fusión parcial (p.e. Winter, 2009).

A rasgos generales los espectros de las facies de gabros son paralelos entre sí y presentan ligeras anomalías positivas de Eu, reflejando probablemente la acumulación de plagioclasa que indicaban los diagramas de tipo *Harker* para los elementos mayores y los propios diagramas de elementos traza en plagioclasa (ver Fig. III.18). Son espectros dominados básicamente por la concentración modal de clinopiroxeno, como muestran sus concentraciones máximas de REE ligeras entre 10 y 100 veces las del manto primitivo, y de tierras raras pesadas por debajo de 10. Los espectros de los leucogabros se encuentran algo más empobrecidos, debido a que concentran más

**Figura III.46**  
Espectros de tierras raras (REE) normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para las diferentes facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos. Se observa un fuerte control de los mismos por la mineralogía modal de las distintas litologías (explicación en el texto). La línea gris en todos los diagramas corresponde al espectro del OIB de Sun y McDonough (1989).



cantidad de plagioclasa, cuyo contenido global de tierras raras es menor que el del clinopiroxeno (comparar las figuras III.15 y III.18).

Tanto los pegmatoides anfibólicos como la vena porfídica anfibólica presentan las mismas composiciones que el espectro típico de los OIB de Sun y McDonough (1989), ambos controlados por los altos contenidos modales de anfíbol.

Los espectros de las venas félsicas son también coherentes con su mineralogía modal. Así, los espectros para las venas anortosíticas (espectros de color amarillo oscuro) son similares a los de los leucogabros, con una anomalía de Eu más pronunciada (por la abundancia extrema de plagioclasa modal) e igualmente empobrecidos en todas las REE. Sin embargo, dentro de las venas sieníticas, los espectros presentan diferentes concentraciones de REE ligeramente superiores, relacionadas con la presencia de esfena en estas litologías (Tabla III.2). La esfena suele retener REE medias (Sm a Ho), por lo que su fraccionación, de las venas de sienita a las venas de feldespato alcalino, hace que estas últimas tiendan a presentar espectros con morfología algo cóncava de REE medias a HREE, característica de dicha fraccionación (Eby *et al.*, 1998).

#### III.4.2.2.- Diagramas multielemento

Los diagramas multielemento o *spider* normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Fig. III.47) son similares en todas las facies de gabros. Estos espectros, aunque paralelos al espectro de los



**Figura III.47**

Diagramas multielemento, o *spider*, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para las diferentes de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos. Como en el caso de los espectros de tierras raras, se encuentran controlados por la mineralogía modal de las diferentes litologías. La línea gris en todos los diagramas corresponde al espectro del OIB de Sun y McDonough (1989).

OIB de Sun y McDonough (1989), están empobrecidos con respecto a éste. En general, los espectros de las facies de gabros, presentan fuertes anomalías negativas de K en melanogabros y gabros olivínicos, y más moderadas en gabros s.s. y sobre todo en leucogabros, debido a la mayor concentración de plagioclasa. También en relación con ella, todas las facies de gabo presentan anomalía positiva de Sr, pero ésta se hace más pronunciada en gabros s.s. y sobre todo en leucogabros. En todos los diagramas multielemento se observa un mayor enriquecimiento de Ta con respecto a Nb, lo cual es indicativo del control modal de clinopiroxeno y además, en los gabros s.s. se observa una fuerte anomalía positiva de Ti, que refleja la gran abundancia modal de magnetita e ilmenita en esta facies, abundancia que también sigue siendo importante, aunque menor, en los leucogabros.

Las facies pegmatoides anfibólicas y la vena porfídica anfibólica presentan, al igual que ocurría con los espectros de REE, diagramas multielemento muy similares. Sin embargo, las primeras están ligeramente enriquecidas, y en especial la muestra AC 5-1, en los elementos U y Th reflejando el mayor porcentaje modal de apatito que presentan con respecto a la vena porfídica. Del mismo modo, la vena porfídica presenta ligeros enriquecimientos en Zr y Hf con respecto a los pegmatoides anfibólicos debido al mayor porcentaje modal en ella de esfena.

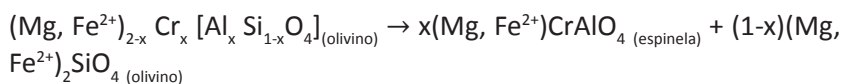
En las venas anortosíticas, los diagramas multielemento están dominados por una fuerte anomalía positiva de Sr y una de menor intensidad de Eu, en consonancia con su mineralogía modal, rica en plagioclasa. En las venas sieníticas, sin embargo, es destacable la mayor concentración de tierras raras y sobre todo de Zr y Hf, que presentan una fuerte anomalía positiva relacionada con la presencia y composición de la esfena accesoria en estas litologías.

### III.5.- PROCESOS Y MECANISMOS DE CRISTALIZACIÓN

Las observaciones petrográficas realizadas en las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos, permiten establecer la siguiente secuencia de cristalización:

Olivino (+ magnetita con  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) → Clinopiroxeno → Plagioclasa → Apatito → Anfíbol → Mica

Los minerales más tempranos corresponden a los olivinos que presentan inclusiones de magnetita rica en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en la facies de melanogabros y gabros olivínicos (Fig. III.21). Franz y Wirth (2000) describen inclusiones similares (cúbicas y, en mayor medida, aciculares) en xenolitos ultramáficos del archipiélago de Bismarck (Papúa Nueva Guinea). Estos autores sugieren que los olivinos cristalizados a alta presión y temperatura, pueden admitir cantidades significativas de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en su estructura, y que si más tarde esos olivinos experimentan enfriamiento y descompresión,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son exseltos con la consiguiente formación de espinela, mediante la siguiente reacción:



En el caso de Los Molinos, aunque la espinela incluida en olivino pertenece al grupo de las magnetitas, la alta abundancia de inclusiones aciculares en muchos olivinos y en algunos clinopiroxenos, así como su distribución según planos cristalográficos en ambos minerales, sugieren la actuación de procesos similares, e indicarían tal vez una mayor presión de cristalización para los minerales cúmulo más tempranos. Esto es consistente además con la diferencia de composición entre los clinopiroxenos de las muestras que ocupan las partes más bajas de la intrusión en el sector de Morro Negro, que son de composición augítica, rica en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , a diferencia del resto de clinopiroxenos de la intrusión, más diopsídicos y con características indicativas de menor presión de cristalización (Tabla III.4).

La formación de estos primeros minerales cúmulo retira  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  del líquido original en ascenso, de manera que los siguientes olivinos en formarse no presentan ya este enriquecimiento, y se ven libres de este tipo de inclusiones. Como ya se comentó en la sección III.2.1, las relaciones texturales entre los minerales principales: olivino, clinopiroxeno y plagioclase, indican que estos minerales cristalizaron en ese orden, seguidos de apatito, anfíbol y finalmente mica. Los óxidos de Fe y Ti que aparecen: formando minerales aislados, incluidos en, o rodeados por prácticamente el resto de las otras fases, han debido saturarse en el magma, en mayor o menor proporción, durante todos los estadios de la cristalización.

En este sentido, las distintas facies de gabros que componen la intrusión de Los Molinos y que se definen esencialmente por su mineralogía

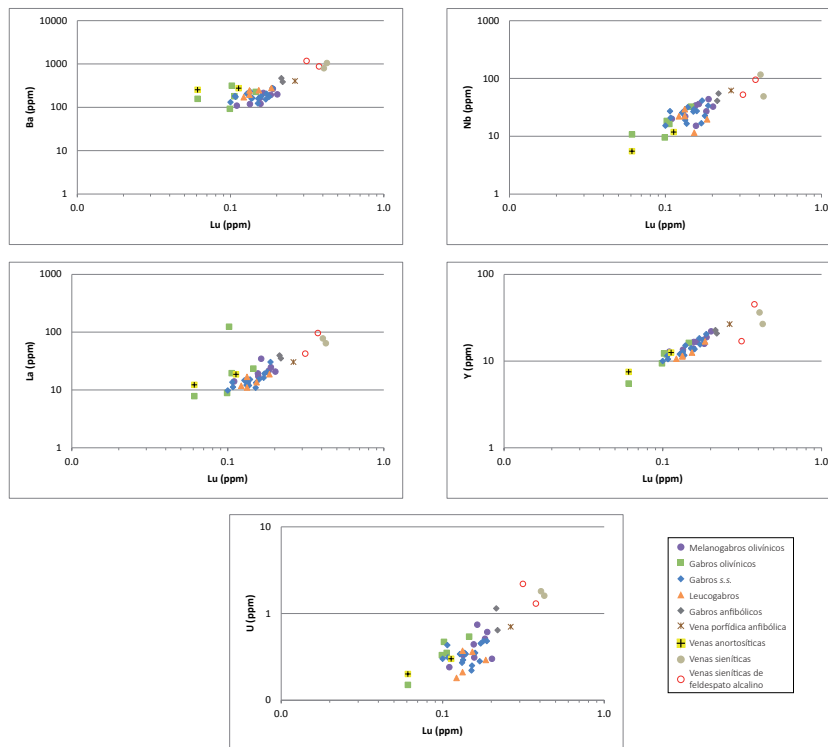
modal, presentan características de rocas acumuladas formadas por un *mush* de cristales con fundido intersticial entre ellos. La terminología de rocas acumuladas fue propuesta por Wager *et al.*, (1960) con el fin de conocer la evolución de cámaras magmáticas en enfriamiento, y concretamente el término ortoacumulado fue designado para rocas generadas por la rápida acumulación de uno o más minerales cúmulo, seguida de la cristalización de un porcentaje importante de líquido intercumular (>25 %), para formar fases minerales intercúmulo de distinta composición (Wager *et al.*, 1960; Hunter, 1996). Como se ha comentado en la sección III.2, los melanogabros y gabros olivínicos de la intrusión de Los Molinos constituirían ortoacumulados, con olivino, clinopiroxeno y parte de los óxidos de Fe-Ti como minerales cúmulo, y plagioclasa, anfíbol, apatito y mica como minerales cristalizados a partir del líquido intercumular.

En relación con lo anterior, la variación de composición química en los feldespatos es el principal reflejo de la posible evolución de dicho líquido intercumular. Esta variación sugiere que existe una relación genética mediante cristalización fraccionada entre las distintas facies de gabros y venas félsicas asociadas. Así, los feldespatos van siendo de manera general más sódicos desde la facies de melanogabros y gabros olivínico hasta la facies de leucogabro. Pero además, en las venas de sienita encontramos cristales de plagioclasa ya muy sódica (oligoclasa-albita), rodeados por feldespato potásico de tipo sanidina, y este último cambia su composición a feldespato muy rico en  $K_2O$  (tipo ortosa) en las venas de sienita de feldespato alcalino. Esta es la evolución típica que se observa en los feldespatos formados en rocas cogenéticas alcalinas mediante cristalización fraccionada (Henderson y Gibb, 1983). Estos rasgos indican la existencia de un proceso de cristalización fraccionada bastante exhaustivo, que genera un pequeño volumen (venas) de diferenciados, a partir de líquidos probablemente residuales de la cristalización de los gabros.

Por otro lado, tanto la clasificación modal de las distintas facies de gabros (Fig. III.1), en la cual no se observan *gaps* importantes de composición entre unos y otros tipos, así como los contactos graduales entre unas facies y otras, observados en campo (Fig. II.4 y II.5), indican cogenetismo entre ellas.

Las tendencias observadas en la geoquímica de roca total también apoyan lo anterior. Así, en los diagramas de elementos mayores (Fig. III.40) donde las concentraciones de  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  y  $K_2O$  aumentan a medida que disminuyen las de  $MgO$ ,  $TiO_2$  y  $Fe_2O_{3t}$  indican fraccionación de minerales ferromagnesianos y progresiva concentración de plagioclasa. Esto se ve reforzado por los diagramas de distribución de elementos traza compatibles con ambos conjuntos de fases minerales (Ni, Cr y Co para ferromagnesianos y Sr para plagioclasa). Además, los elementos de moderada a fuertemente incompatibles (tanto H.F.S. como U-Th y REE), aunque presentan dispersión en sus concentraciones a medida que aumenta la diferenciación, debido



**Figura III.48**

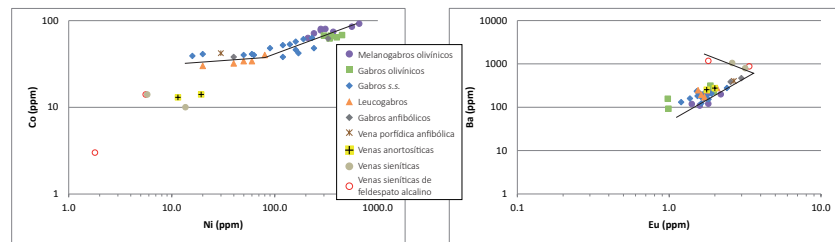
Diagramas log-log de elementos incompatibles frente a Lu para los gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos.

al control que ejercen sobre ellos las variaciones en la mineralogía modal, mantienen constantes sus relaciones de concentración, lo que indica que el proceso de cristalización fraccionada se desarrolló predominantemente en condiciones de sistema cerrado, al menos para dichos elementos.

Esto se puede comprobar realizando diagramas log-log que enfrenten a un elemento fuertemente incompatible, como por ejemplo, Lu con otro elemento de incompatibilidad más moderada. En la figura III.48 se observa que, independientemente del grupo al que pertenezca el elemento moderadamente incompatible (L.I.L., como el Ba; H.F.S., como el Nb, REE ligeras como La, etc.), se obtiene en estos diagramas una buena correlación lineal, que indica que las concentraciones de estos elementos han ido variando en relación con un proceso de cristalización fraccionada a lo largo del cual sus coeficientes de reparto globales ( $D$ ) no han variado (López-Ruiz y Cebriá, 1990). Si se plantean diagramas de este tipo para elementos traza compatibles, se observa que a veces las correlaciones lineales cambian de pendiente, indicando cambios en los coeficientes de reparto global de los elementos implicados. Así, en el diagrama  $\log \text{Ni} - \log \text{Co}$  (Fig. III.49), se observa cómo estos elementos inicialmente mantienen  $D$  parecidos (descenso de ambos, controlados sólo por el olivino), mientras que en algunos gabros s.s. y en los leucogabros, el cambio de pendiente se relaciona con el cambio de comportamiento de Co, que pasa a ser compatible también con la magnetita. Otro ejemplo es el diagrama que enfrenta  $\log \text{Eu} - \log \text{Ba}$  (Fig. III.49). En él se observa cómo al principio Eu y Ba mantienen  $D$  parecidos (Eu controlado por la plagioclasea y Ba por el anfíbol), para

**Figura III.49**

Diagramas log-log entre elementos compatibles en las facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos.



luego sufrir un cambio de pendiente y de signo de correlación cuando el Eu deja de ser compatible con la entrada de feldespato potásico en las venas sieníticas. Estos diagramas nos dan idea también, al igual que los diagramas tipo *Harker* para elementos mayores, de que los minerales ferromagnesianos se están fraccionando (Ni y Co presentan correlación negativa) mientras que la plagioclasa y el anfíbol se están concentrando en el líquido intercumular (correlación positiva de Eu y Ba). Esta concentración, sin embargo, deja de tener lugar en las venas sieníticas, en las que dominan feldespatos alcalinos.

Las condiciones de sistema cerrado durante este proceso de cristalización fraccionada se pueden poner a prueba en diagramas que enfrentan la relación entre un elemento fuertemente incompatible y uno moderadamente incompatible, frente al primero (diagramas tipo  $C_L^i / C_L^j - C_L^i$ , López-Ruiz y Cebriá, 1990). En este tipo de diagramas, las rocas que han evolucionado dentro de un sistema cerrado vuelven a producir pautas de distribución lineales, mientras que en los casos de sistema abierto, las pautas se vuelven hiperbólicas. En la figura III.50, se observa que para elementos como el Hf, moderadamente incompatible, la pauta es lineal para todas las facies de gabros y, para elementos de máxima diferencia en D (Sr, compatible en plagioclasa), obtenemos una tendencia a la horizontalidad, provocada por el pequeño valor de  $D_{Th}/D_{Sr}$ , pero en cualquier caso las tendencias son lineales y no hiperbólicas.

Hay que destacar, sin embargo, que en estos diagramas, al igual que en algunos diagramas log-log, las venas sieníticas presentan alta dispersión y no se ajustan bien a correlaciones con los gabros. En los casos en los que se ajustan (Fig. III.48), siempre parecen estar relacionadas con los cuerpos pegmatoides anfibólicos y vena porfídica anfibólica, mientras que las venas anortosíticas (también dispersas en algunos diagramas) parecen estar más relacionadas con los leucogabros.

Una vez identificados los procesos de cristalización fraccionada y acumulación como principales mecanismos para generar la intrusión de Los Molinos, cabe la posibilidad de cuantificarlos y modelizarlos. Para ello, se deben tener en cuenta una serie de premisas, como son, por ejemplo, la composición de las rocas, la composición mineralógica y las condiciones de P, T y  $fO_2$  en las que se han producido.

Como se indica al principio de esta sección, el primer mineral en cristalizar correspondería a los óxidos euhedrales ricos en Cr que

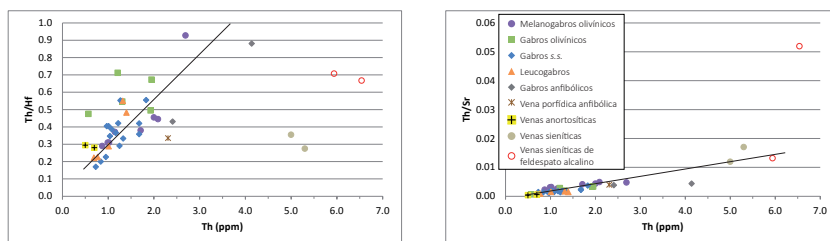


Figura III.50

Diagramas de tipo  $C_L / C_L - C_L$  que enfrentan la relación entre un elemento fuertemente incompatible (Th) frente a un elemento moderadamente incompatible (Hf y Sr) para los gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos.

aparecen incluidos en el olivino de las facies melanocráticas, seguido rápidamente, de la fraccionación de olivino rico en el componente forsterítico. Este proceso extrae del líquido inicial cantidades altas de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , NiO y MgO y menores de FeO y  $\text{TiO}_2$ , lo cual se refleja, además, en los diagramas de variación que enfrentan estos elementos, como por ejemplo los de la figura III.40 y III.41. De este modo se estabiliza la cristalización de los bordes de olivino, ligeramente enriquecidos en hierro, y clinopiroxeno. El hecho de que se observen olivinos incluidos en cristales de clinopiroxeno apunta a que existe un momento en el que están co-cristalizando. Por otro lado, las anomalías positivas de Eu observadas en los diagramas de REE de plagioclasas (Fig. III.18) y el aumento de calcio, sodio y Sr según progresa la diferenciación, que se observaba en los diagramas de variación (Fig. III.40 y III.42), indican que la plagioclasa no se ha fraccionado, o que al menos, no lo ha hecho predominantemente en los primeros estadios de la cristalización, sino que se ha acumulado durante el proceso. Este proceso de acumulación de plagioclasa es una característica común en cámaras emplazadas a poca profundidad (Zhou *et al.*, 2008; Pang *et al.*, 2010), por lo que estaría en consonancia con las bajas presiones obtenidas a partir de la química mineral.

En este sentido, las altas cantidades de CaO en el olivino (Jurewicz and Watson, 1988) y las bajas relaciones de  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  en el clinopiroxeno (Aoki and Shiba, 1973; Aydin *et al.*, 2009) sugieren bajas presiones de cristalización para estos minerales, las cuales se han estimado aproximadamente en 3.2 Kb (promedio de las presiones halladas para todo el conjunto de facies) mediante el geobarómetro para clinopiroxenos propuesto por Nimis (1999), presiones que corresponderían a los primeros estadios de la cristalización, y en 0.7 kb para los últimos estadios (promedio de las presiones halladas mediante el geobarómetro de Anderson y Smith, 1995 en anfíboles)

Por otro lado, se han obtenido temperaturas de cristalización para el olivino entre 1167 y 954 °C mediante el geotermómetro propuesto por De Hoog *et al.*, (2010). De este modo se deduce que el primer estadio de cristalización, descrito arriba, tuvo lugar a media-baja presión y alta temperatura.

El líquido residual resultante de este primer estadio de cristalización está enriquecido en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO y  $\text{Na}_2\text{O}$  con respecto a MgO y FeO. En este estadio, las fases predominantes en la cristalización

son clinopiroxeno y plagioclasa. Las texturas ofíticas observadas en las facies de gabro más evolucionadas (gabros s.s. y leucogabbros) indican que ambos minerales han nucleado a la vez. Por otro lado, las anomalías positivas de Eu observadas en los diagramas de REE (Fig. III.46) indican que la acumulación de plagioclasa sigue teniendo lugar. La retirada de grandes cantidades de clinopiroxeno y plagioclasa cálcica empobrece al líquido residual en CaO y lo enriquece en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O y volátiles, dando paso a la estabilización de plagioclasa más sódica, apatito, el cual alberga la mayor parte de las REE, y anfíbol como principal fase ferromagnesiana. Esto deja al líquido residual enriquecido en SiO<sub>2</sub> y K<sub>2</sub>O, para estabilizar finalmente la mica y, eventualmente, el feldespato potásico. Este segundo estadio de cristalización tendría lugar bajo temperaturas aproximadas de 900 °C o quizá algo inferiores (ver sección III.3.2.2).

Por tanto, de todo lo anterior se deduce que las diferentes facies de gabros que forman la intrusión de Los Molinos se encuentran relacionadas genéticamente, de manera que las facies más evolucionadas se han generado mediante procesos de cristalización fraccionada y acumulación a partir de las facies más primitivas.

### III.5.1.- MODELOS DE CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Una vez obtenida la secuencia de cristalización que se quiere cuantificar, hay que identificar el magma parental a partir del cual pudo formarse dicha secuencia. En este sentido, la composición de roca total no nos sirve más que como estimación indirecta puesto que, al tratarse de rocas acumuladas, no existe la seguridad de que representen la composición del fundido a partir del cual se formaron. A pesar de ello, y como se comentó en la sección III.4, existen dos composiciones de roca total, correspondientes a las muestras AC 12-2 y AC 29-3 (melanogabros olivínicos) cuyo número de Mg y concentraciones de Cr, Co y Ni se encuentran dentro de los intervalos correspondientes a magmas primitivos definidos por Allégre *et al.*, (1977); Frey *et al.*, (1978) y Wilson (1989). Por tanto, estas muestras se van a utilizar como aproximaciones al magma parental en los modelos de cristalización fraccionada. Además de ellas, también se ha utilizado la muestra AC 165-2 (melanogabro olivínico) como posible análogo de magma parental, ya que, aunque no cumple exactamente con los criterios descritos por los mencionados autores, presenta características muy próximas a éstos.

La cuantificación del proceso se ha realizado mediante el método de balance de masas con elementos mayores, similar al que se usa en algunos *softwares* como por ejemplo PetroGraph de Peterelli *et al.*, (2005) u OBTIMASBA de Cabero *et al.*, (2012), y que se basa en la ecuación:

$$m_o = m_f \pm m_{i1} \pm \dots \pm m_{in}$$

	Melno.oliv.	Gabro s.s.	Leucogabro	V.Porfídica	V. Anortosita	V. Sienítica
SiO <sub>2</sub>	42.81	44.39	45.37	44.73	47.83	60.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.49	16.14	18.58	14.51	24.71	17.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	1.62	2.04	2.17	0.74	1.05
FeO	11.78	9.50	8.02	8.36	0.74	3.19
MnO	0.21	0.14	0.12	0.16	0.01	0.09
MgO	13.61	6.61	4.04	6.06	1.30	1.25
CaO	10.55	12.25	12.26	9.90	11.70	2.72
Na <sub>2</sub> O	1.96	2.62	3.03	3.54	3.76	6.09
K <sub>2</sub> O	0.70	0.62	0.61	1.77	0.61	4.80
TiO <sub>2</sub>	3.39	4.26	4.09	4.26	0.53	1.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.23	0.21	0.38	0.04	0.32
<b>Total</b>	<b>98.53</b>	<b>98.38</b>	<b>98.37</b>	<b>95.84</b>	<b>91.96</b>	<b>98.54</b>

**Tabla III.11**

Análisis de roca total usados para la modelización.

donde  $m_0$  es la masa inicial,  $m_f$  es la masa final y  $m_i$  corresponde a las masas fraccionadas, si se suman, o acumuladas, si se restan.

El cálculo del Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO se realizó con el *software* PELE de Boudreau (1999) a 2.5 Kb de presión, de acuerdo con los valores medios de presión obtenidos a partir de los geobarómetros de clinopiroxeno y anfíbol, y con  $fO_2$  en el *buffer* NiNiO, de acuerdo con la barometría de oxígeno obtenida a partir de los óxidos Fe-Ti (Fig. III.22B). Para el modelado, se han usado valores promedio, tanto en las composiciones de roca total (Tabla III.11) como para la química mineral (Tabla III.12).

Se han realizado ocho modelos petrogenéticos de cristalización fraccionada (FC), cinco para las distintas facies de gabros y tres para la generación de venas félsicas a partir de ellos:

- 1) Modelo de FC sin acumulación, en dos etapas: melanogabros olivínicos a gabros s.s. y gabros s.s. a leucogabros
- 2) Modelo de FC sin acumulación, en una sola etapa: melanogabros olivínicos a leucogabros
- 3) Modelo de FC con acumulación, en dos etapas: melanogabros olivínicos a gabros s.s. y gabros s.s. a leucogabros
- 4) Modelo de FC con acumulación, en una sola etapa: melanogabros olivínicos a leucogabros
- 5) Modelo mixto: FC sin acumulación en la primera etapa (melanogabros olivínicos a gabros s.s.) y con acumulación en la segunda (gabros s.s. a leucogabros).
- 6) Modelo de FC con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas porfídicas anfibólicas
- 7) Modelo de FC con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas anortosíticas
- 8) Modelo de FC con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas sieníticas

En los modelos 1 a 5, se ha utilizado siempre como composición inicial



**Tabla III.12**  
Análisis de química mineral  
utilizados para la modelización.

Composiciones minerales de las facies de melanogabros y gabros olivínicos										
	Ox. (Cr)	For <sub>71</sub>	For <sub>65</sub>	Di <sub>78</sub>	Di <sub>73</sub>	An <sub>78</sub>	An <sub>48</sub>	Ap	Anf	Bt
SiO <sub>2</sub>	0.00	37.46	36.90	48.85	44.96	48.42	54.50	0.00	41.36	36.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.90	0.00	0.02	4.49	7.20	32.35	27.43	0.00	11.10	14.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.02	0.00	0.00	3.19	6.12				0.00	14.10
FeO	34.28	25.83	30.36	3.08	1.58	0.28	0.15	0.51	10.92	0.00
MnO	0.37	0.45	0.51	0.13	0.15	0.02	0.00	0.10	0.14	0.01
MgO	2.57	34.99	31.35	14.48	12.64	0.00	0.00	0.05	12.12	15.07
CaO	0.02	0.12	0.32	22.58	23.63	16.00	10.46	54.20	11.87	0.03
Na <sub>2</sub> O				0.51	0.47	2.35	6.01	0.00	3.16	0.61
K <sub>2</sub> O						0.12	0.21	0.00	1.11	8.86
TiO <sub>2</sub>	7.51	0.01	0.03	2.18	3.21	0.07	0.12	0.01	6.22	6.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								43.64		
Total	86.67	98.87	99.48	99.50	99.97	99.61	98.88	98.51	98.00	95.44

Composiciones minerales de las facies de gabros s.s.										
	For <sub>60</sub>	Di <sub>78</sub>	Di <sub>65</sub>	An <sub>73</sub>	An <sub>36</sub>	Ap	Mgt <sub>64</sub>	Mgt <sub>96</sub>	Anf	Bt
SiO <sub>2</sub>	36.26	51.71	48.60	49.06	59.01	0.00	0.01	0.01	39.34	36.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	2.50	4.36	31.86	25.76	0.04	1.03	2.07	12.73	14.52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.76	3.70				23.95	60.22	0.00	16.03
FeO	33.63	4.65	6.02	0.29	0.19	0.06	48.30	30.21	11.99	0.00
MnO	0.24	0.09	0.13	0.00	0.00	0.01	0.57	0.06	0.17	0.01
MgO	28.88	15.09	11.73	0.00	0.00	0.07	0.53	1.44	10.69	14.49
CaO	0.25	22.25	22.53	15.10	7.75	53.97	0.03	0.03	11.13	0.00
Na <sub>2</sub> O		0.58	0.82	2.93	7.34	0.03			2.72	0.38
K <sub>2</sub> O				0.13	0.51	0.01			1.70	9.79
TiO <sub>2</sub>	0.03	1.12	1.83	0.04	0.04	0.00	21.26	2.41	7.31	6.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						41.46				
Total	99.29	99.75	99.73	99.40	100.60	95.64	95.68	96.45	97.77	97.59

Composiciones minerales de las facies de leucogabros										
	Di <sub>74</sub>	Di <sub>68</sub>	An <sub>63</sub>	An <sub>44</sub>	Ap	Mgt <sub>44</sub>	Mgt <sub>45</sub>	Anf	Bt	
SiO <sub>2</sub>	48.47	48.25	51.63	56.44	0.00	0.05	0.00	39.68	36.08	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.12	4.46	30.64	27.20	0.00	5.50	3.96	12.10	17.20	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.40	5.15				28.01	29.22	0.00	13.79	
FeO	3.51	3.61	0.30	0.29	0.16	46.95	45.57	11.13	0.87	
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.43	0.35	0.15	0.02	
MgO	13.82	11.92	0.00	0.00	0.00	0.70	1.08	10.82	14.28	
CaO	22.79	24.05	13.46	9.42	54.81	0.03	0.00	12.61	0.05	
Na <sub>2</sub> O	0.52	0.81	4.29	6.30	0.00			2.53	0.51	
K <sub>2</sub> O			0.23	0.43	0.00			1.68	8.80	
TiO <sub>2</sub>	2.06	1.88	0.15	0.05	0.00	17.72	17.71	6.41	5.16	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					42.74					
Total	99.70	100.12	100.70	100.14	97.74	99.39	97.89	97.08	96.75	

Composiciones minerales de las venas félsicas					
	Ilm <sub>92</sub>	Di <sub>73</sub>	Ab <sub>84</sub>	Or <sub>90</sub>	Esfena
SiO <sub>2</sub>	0.00	49.85	67.12	63.69	28.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.07	3.29	20.27	17.80	0.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.21			1.16
FeO	43.26	6.29	0.08	0.07	0.00
MnO	0.34	0.16	0.00	0.00	0.06
MgO	1.91	12.92	0.00	0.00	0.01
CaO	0.00	23.02	0.64	0.00	28.39
Na <sub>2</sub> O		0.48	10.62	1.05	0.09
K <sub>2</sub> O			2.52	14.96	0.00
TiO <sub>2</sub>	53.04	1.84	0.00	0.00	35.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					
Total	98.62	99.06	101.25	97.56	93.66

la media de las composiciones de roca total para las rocas “madre”, es decir, aquellas muestras cuyas características se aproximan más a magmas primitivos, y por tanto lo más análogas posible al magma parental. Para las composiciones finales, a comparar con las calculadas, se han utilizado en cada caso, las medias de roca total para cada facies a modelizar (Tabla III.11). En los modelos de dos etapas, se ha utilizado siempre como composición inicial de la segunda etapa, la calculada en la primera etapa.

En el modelo 6 la composición de partida corresponde a la media de roca total para la facies de leucogabro y la composición final a la de la muestra AC 23-9 (vena porfídica anfibólica). En modelo 7 la composición de partida en la misma que en el modelo 6, y la composición final corresponde a la media de las venas anortosíticas. Por último, en el modelo 8, la composición de partida es de nuevo

la misma que en el modelo 6 y 7, y la composición final corresponde a la media de las venas sieníticas, tanto venas sieníticas como venas sieníticas de feldespato alcalino.

Para todos los modelos, se entiende como fraccionado a los cristales cúmulo, y como acumulado a las fases minerales formadas a partir del líquido intercumular.

El paso de melanogabros olivínicos a gabros s.s., MODELO 1 etapa 1 (Tabla. III.13), conlleva el fraccionamiento de olivino, principalmente forsterítico, y de diópsido, con cantidades menores de apatito, anfíbol y biotita, generando un total de 35.2 % de fraccionación. Las cantidades necesarias que hay que fraccionar para pasar de una facies a otra son mayores que las diferencias modales observadas entre ellas, sobre todo en el caso del clinopiroxeno, donde es necesario fraccionar un 5 % más que la diferencia modal observada. Aun así, el error cuadrático medio ( $r^2$ ) es de 0.39 para este modelo, siendo la cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  la que peor se ajusta a la real, con una diferencia de más de 1 entre los valores reales y los valores calculados.

En la etapa 2 de este modelo, el paso de gabros s.s. a leucogabros (Tabla. III.13), se ha tomado como roca de partida, roca "madre", la calculada en el paso anterior. Esta etapa conlleva la fraccionación principalmente de diópsido, con cantidades menores de olivino, apatito, óxidos de Fe-Ti, anfíbol y mica. Las cantidades que deben fraccionarse de clinopiroxeno son aproximadamente un 4 % mayores que las diferencias existentes en la moda de ambas facies. No obstante, las cantidades del resto de minerales fraccionados se ajustan bastante bien a las diferencias

**Etapla 1: De melanogabros olivínicos a gabros s.s.**

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	42.81	44.39	44.85	-0.45	Fraccionado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.49	16.14	15.51	0.63	Fe <sub>71</sub>	20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	1.62	3.37	-1.74	Fe <sub>65</sub>	1.5
FeO	11.78	9.50	9.16	0.34	Di <sub>78</sub>	10
MnO	0.21	0.14	0.14	0.00	Di <sub>73</sub>	3
MgO	13.61	6.61	6.43	0.18	Ap	0.4
CaO	10.55	12.25	11.64	0.61	Anf	0.2
Na <sub>2</sub> O	1.96	2.62	3.00	-0.38	Bt	0.1
K <sub>2</sub> O	0.70	0.62	0.96	-0.34		35.2
TiO <sub>2</sub>	3.39	4.26	4.73	-0.48		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.23	0.27	-0.05	$r^2$	<b>0.39</b>
Total	0.00	98.37	100.05			

**Etapla 2: De gabros s.s. a leucogabro**

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	44.85	45.37	45.83	-0.46	Fraccionado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.51	18.58	18.40	0.18	Fe <sub>65</sub>	0.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.37	2.04	2.01	0.03	Fe <sub>60</sub>	0.1
FeO	9.16	8.02	8.83	-0.81	Di <sub>78</sub>	11
MnO	0.14	0.12	0.15	-0.03	Di <sub>65</sub>	3
MgO	6.43	4.04	4.83	-0.79	Ap	0.2
CaO	11.64	12.26	10.43	1.83	Mgt <sub>56</sub>	2
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.03	3.63	-0.59	Mgt <sub>98</sub>	1
K <sub>2</sub> O	0.96	0.61	0.87	-0.26	Anf	1.9
TiO <sub>2</sub>	4.73	4.09	4.85	-0.76	Bt	2.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.21	0.24	-0.03		22
Total	100.05	98.37	100.07		$r^2$	<b>0.49</b>

**Tabla III.13**

MODELO 1. Modelo de cristalización fraccionada sin acumulación, en dos etapas: melanogabros olivínicos a gabros s.s. y gabros s.s. a leucogabros.

**Tabla III.14**

MODELO 2. Modelo de cristalización fraccionada sin acumulación, en una sola etapa: melanogabros olivínicos a leucogabros.

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	42.81	45.37	45.46	-0.09	Fraccionado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.49	18.58	19.62	-1.05	For <sub>71</sub>	21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.04	2.35	-0.31	For <sub>65</sub>	1
FeO	11.78	8.02	7.25	0.77	Di <sub>78</sub>	20
MnO	0.21	0.12	0.17	-0.05	Di <sub>73</sub>	1
MgO	13.61	4.04	4.32	-0.28	An <sub>48</sub>	4
CaO	10.55	12.26	11.20	1.06	Ap	0.6
Na <sub>2</sub> O	1.96	3.03	3.42	-0.39	Mgt <sub>56</sub>	2
K <sub>2</sub> O	0.70	0.61	0.89	-0.28	Mgt <sub>98</sub>	1
TiO <sub>2</sub>	3.39	4.09	5.15	-1.06	Anf	8
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.21	0.24	-0.03	Bt	2
Total	98.53	98.37	100.09			60.6
				r <sup>2</sup>	<b>0.37</b>	

modales reales. El porcentaje total de fraccionación para esta etapa es del 22 %, lo que hace un total de 57.2 % de fraccionación necesario para este modelo. El error cuadrático medio para este paso es de 0.49, siendo el CaO el óxido que peor se ajusta a la composición real de la facies de leucogabro.

En el MODELO 2 (Tabla. III.14), se ha realizado el paso directo desde melanogabros olivínicos a leucogabros, teniendo en cuenta únicamente cristalización fraccionada, sin acumulación. Para ello, se deben fraccionar principalmente olivino y diópsido, con cantidades menores de plagioclasa labradorita-andesina (An<sub>48</sub>), apatito, óxidos de Fe-Ti, y mica, pero con una cantidad de anfíbol relativamente importante (8 %). Las cantidades fraccionadas en el modelo se ajustan bien a las diferencias modales reales en el caso del olivino, pero son algo mayores para clinopiroxeno, anfíbol y el resto de minerales. El total

**Tabla III.15**

MODELO 3. Modelo de cristalización fraccionada con acumulación, en dos etapas: melanogabros olivínicos a gabros s.s. y gabros s.s. a leucogabros.

Etapa 1: De melanogabros olivínicos a gabros s.s.						
	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO2	42.81	44.39	44.61	-0.22	Acumulado	%
Al2O3	10.49	16.14	16.96	-0.83	An78	13
Fe2O3	2.70	1.62	3.32	-1.69	An48	10
FeO	11.78	9.50	9.00	0.51	Mgt56	3
MnO	0.21	0.14	0.14	0.00		26
MgO	13.61	6.61	7.42	-0.81	Fraccionado	%
CaO	10.55	12.25	11.37	0.87	For71	11
Na2O	1.96	2.62	2.80	-0.18	For65	3
K2O	0.70	0.62	0.67	-0.05	Di78	7
TiO2	3.39	4.26	3.52	0.74	Di73	2
P2O5	0.34	0.23	0.21	0.02	Ap	0.3
Total	98.53	98.38	100.03		Anf	1
					Bt	0.6
			r²	0.49		24.9
Etapa 2: De gabros s.s. a leucogabro						
	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO2	44.61	45.37	45.62	-0.25	Acumulado	%
Al2O3	16.96	18.58	19.27	-0.69	An73	4
Fe2O3	3.32	2.04	2.46	-0.41	An36	4
FeO	9.00	8.02	8.17	-0.15	Anf	0.3
MnO	0.14	0.12	0.13	-0.01		8.3
MgO	7.42	4.04	6.07	-2.02	Fraccionado	%
CaO	11.37	12.26	11.04	1.22	For65	2
Na2O	2.80	3.03	3.25	-0.22	For60	1
K2O	0.67	0.61	0.52	0.09	Di78	4
TiO2	3.52	4.09	3.29	0.80	Di65	3
P2O5	0.21	0.21	0.22	-0.01	Mgt64	0.5
Total	100.03	98.37	100.03		Mgt93	0.5
					Bt	2
			r²	0.58		13

de fraccionación del modelo es del 60.6 %, similar al del modelo 1, y el error cuadrático medio es de 0.37 donde FeO y sobre todo CaO son los óxidos peor ajustados, puede que en relación con la alta cantidad necesaria de anfíbol a fraccionar.

En la primera etapa del MODELO 3 (Tabla. III.15), en el cual se ha tenido en cuenta la acumulación, se ha modelado el paso de melanogabros olivínicos a gabros s.s. Aquí, es necesaria una acumulación total del 26 % casi exclusivamente de plagioclasa (tanto cálcica, bytownita, como algo más sódica, labradorita-andesina) y algo de óxidos de Fe-Ti. Además, se ha fraccionado un total del 24.9 %, fundamentalmente de olivino y dióxido, con cantidades menores de apatito, anfíbol y mica. Las cantidades, tanto acumuladas como fraccionadas, se ajustan bien a las diferencias modales observadas en ambas litologías, con un error cuadrático medio de 0.49 donde  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , es el óxido peor ajustado.

La segunda etapa de este modelo (Tabla. III.15) conlleva un 8.3 % de acumulación de plagioclasa (bytownita y andesina), bastante menor a la diferencia real observada, y una fraccionación del 13 % de olivino, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y mica en cantidades que se ajustan bien a las diferencias modales reales. El error cuadrático medio es de 0.58 donde MgO y CaO son los óxidos peor ajustados.

En el MODELO 4 (Tabla. III.16) se pasa directamente de melanogabros olivínicos a leucogabros mediante la acumulación de un 26 % de plagioclasa (labradorita y andesina), un 3 % de óxidos de Fe-Ti y un 0.9 % de apatito y mica, y mediante la fraccionación de 21 % de olivino y 14 % de clinopiroxeno fundamentalmente. Además se hace necesaria la fraccionación de un 2 % de anfíbol, lo que hace un total de 37.5 % de fraccionación. Estas cantidades, se ajustan bastante bien a las diferencias reales observadas, excepto para la acumulación de plagioclasa, ya que se acumula un 8 % menos de lo que debería. El error cuadrático medio para este modelo es de 0.35 y los óxidos peor ajustados son el CaO y sobre todo el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

En el MODELO 5 (Tabla. III.17), se han considerado de nuevo dos etapas, la primera para pasar de melanogabros olivínicos a gabros s.s. y la segunda para pasar de éstos últimos a leucogabros. A diferencia de los modelos previos, en este se combinan un primer paso sin acumulación

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	42.81	45.37	45.10	0.27	Acumulado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.49	18.58	19.01	-0.43	An <sub>63</sub>	13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	2.04	3.46	-1.42	An <sub>44</sub>	13
FeO	11.78	8.02	7.48	0.55	Ap	0.14
MnO	0.21	0.12	0.12	0.00	Mgt <sub>44</sub>	3
MgO	13.61	4.04	4.61	-0.57	Bt	0.05
CaO	10.55	12.26	11.31	0.94		29.19
Na <sub>2</sub> O	1.96	3.03	3.44	-0.41	Fraccionado	%
K <sub>2</sub> O	0.70	0.61	0.87	-0.26	For <sub>65</sub>	20
TiO <sub>2</sub>	3.39	4.09	4.08	0.01	For <sub>60</sub>	1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.21	0.55	-0.34	Di <sub>74</sub>	10
Total	98.53	98.37	100.04		Di <sub>68</sub>	4
					Anf	2
			$r^2$	0.35		37

**Tabla III.16**

MODELO 4. Modelo de cristalización fraccionada con acumulación, en una sola etapa: melanogabros olivínicos a leucogabros.

Tabla III.17

MODELO 5. Modelo mixto: cristalización fraccionada sin acumulación en la primera etapa (melanogabros olivínicos a gabros s.s.) y con acumulación en la segunda (gabros s.s. a leucogabros).

Etapa 1: De malonogabro olivínico a gabro s.s.						
	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	42.81	44.39	44.49	-0.10	Fraccionado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.49	16.14	15.47	0.67	Fe <sub>71</sub>	20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.70	1.62	3.25	-1.62	Fe <sub>65</sub>	1.5
FeO	11.78	9.50	9.25	0.25	Di <sub>78</sub>	10
MnO	0.21	0.14	0.14	0.00	Di <sub>73</sub>	4
MgO	13.61	6.61	6.38	0.23	Anf	1
CaO	10.55	12.25	11.72	0.52	Bt	1
Na <sub>2</sub> O	1.96	2.62	3.02	-0.40		37.5
K <sub>2</sub> O	0.70	0.62	0.97	-0.35		
TiO <sub>2</sub>	3.39	4.26	4.75	-0.49		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.23	0.55	-0.33		
Total	98.53	98.38	100.00		r <sup>2</sup>	0.37

Etapa 2: De gabro s.s. a leucogabro						
	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	44.39	45.37	45.83	-0.46	Fraccionado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	18.58	19.21	-0.63	Fe <sub>65</sub>	3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	2.04	1.59	0.45	Fe <sub>60</sub>	2
FeO	9.50	8.02	8.25	-0.23	Di <sub>78</sub>	4
MnO	0.14	0.12	0.12	-0.01	Di <sub>65</sub>	3
MgO	6.61	4.04	4.21	-0.17	Anf	2
CaO	12.25	12.26	12.31	-0.05		14
Na <sub>2</sub> O	2.62	3.03	3.13	-0.09	Acumulado	%
K <sub>2</sub> O	0.62	0.61	0.67	-0.06	An <sub>73</sub>	3
TiO <sub>2</sub>	4.26	4.09	4.43	-0.34	An <sub>36</sub>	3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.21	0.25	-0.04		6
Total	98.38	98.37	100.00		r <sup>2</sup>	0.09

con un segundo paso donde ésta sí se tiene en cuenta. De este modo, se debe fraccionar un total de 37.5 % de: olivino (fundamentalmente magnésico, Fe<sub>71</sub>) y diópsido, con cantidades accesorias de apatito, anfíbol y mica para la primera etapa, con un error cuadrático medio de 0.37 y con el peor ajuste para el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. En segunda etapa, se debe fraccionar un total de 14 % de cristales, que incluyen olivino, clinopiroxeno y anfíbol, y acumular un 6 % de plagioclasa, tanto cálcica (bytownita) como sódica (andesina An<sub>36</sub>). El error cuadrático medio obtenido es de 0.09 y, en este caso, ningún óxido supera la diferencia del 1 %.

De todos estos modelos, el 5 es el que más se ajusta a la formación de las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos, reproduciendo mejor las diferencias observadas en las concentraciones modales, con los errores cuadráticos medios más bajos. Asimismo, si se comparan los porcentajes requeridos de fraccionación en el modelo con los índices de diferenciación calculados a partir de los minerales normativos (Tabla IX.3.2), se observa un buen paralelismo. Así, el índice de diferenciación es continuo y varía de un 30-40 % en los melanogabros olivínicos, de un 40-50 % en los gabros olivínicos, de un 50-60 % en los gabros s.s. y de un 60-68 % en los leucogabros. En el modelo 5, la primera etapa, para generar los gabros s.s. a partir de los melanogabros olivínicos implica casi un 40 % de fraccionación, mientras que la segunda etapa necesita de un 20 % más (entre fraccionación y acumulación), lo que la situaría en un 60 % de diferenciación total.

En los siguientes modelos (6, 7 y 8), en los cuales se ha tratado de reproducir el paso desde los leucogabros hacia los distintos tipos de



	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	45.37	44.73	44.70	0.03	Acumulado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.58	14.51	15.59	-1.08	Anf	10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	2.17	1.96	0.21	Bt	2
FeO	8.02	8.36	11.27	-2.91		12
MnO	0.12	0.16	0.18	-0.02	Fracccionado	%
MgO	4.04	6.06	6.74	-0.68	Di <sub>78</sub>	4
CaO	12.26	9.90	9.94	-0.04	Di <sub>65</sub>	7
Na <sub>2</sub> O	3.03	3.54	2.93	0.61	An <sub>73</sub>	30
K <sub>2</sub> O	0.61	1.77	1.50	0.27	An <sub>36</sub>	4
TiO <sub>2</sub>	4.09	4.26	4.83	-0.57	Mgt <sub>44</sub>	3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.38	0.36	0.02	Ilm <sub>93</sub>	1
Total	98.37	95.84	100.00		Sf	2
						51
			r <sup>2</sup>	0.99		

**Tabla III.18**

MODELO 6. Modelo de cristalización fraccionada con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas porfídicas anfibólicas.

venas félsicas (porfídicas anfibólicas, anortosíticas y sieníticas), se han usado siempre los valores promedio de roca total, tanto para la roca "madre" como para la roca "hija" correspondiente.

En el MODELO 6, (Tabla. III.18), se ha considerado el paso de leucogabros a venas porfídicas anfibólicas. Para ello, se necesita acumular un 12 %, principalmente de anfíbol y también de algo de mica, y fraccionar un 30 % principalmente de plagioclasa, con cantidades menores de clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y esfena, lo que está en concordancia con la mineralogía observada en la muestra de vena porfídica anfibólica (AC 23-9). El error cuadrático medio, sin embargo, es más alto (0.99) que los obtenidos en los modelos para las facies de gabros, y los óxidos peor ajustados son Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y FeO.

En el MODELO 7, (Tabla III.19), se ha considerado el paso de leucogabros a venas anortosíticas. Para ello, se debe acumular un 15 % de plagioclasa (labradorita y andesina), y fraccionar un 16 % de clinopiroxeno junto con cantidades menores de óxidos de Fe-Ti y esfena. Sin embargo, esto no está en consonancia con los contenidos modales observados en estas venas, por lo que el error cuadrático medio es de 3.9, siendo los óxidos de CaO y especialmente el de FeO, los peor ajustados.

Finalmente, en el MODELO 8, (Tabla. III.20), se ha considerado el paso de leucogabros a venas sieníticas. Para ello sería necesario acumular un 72.2 % principalmente de feldespato alcalino, y fraccionar un total similar (71.8 %) principalmente de plagioclasa y clinopiroxeno. El error cuadrático medio es de 0.41 y el óxido peor ajustado corresponde al FeO.

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO <sub>2</sub>	45.37	47.83	48.79	-0.96	Acumulado	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.58	24.71	23.82	0.88	An <sub>73</sub>	5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.04	0.74	1.13	-0.40	An <sub>36</sub>	10
FeO	8.02	0.74	6.76	-6.02		15
MnO	0.12	0.01	0.11	-0.11	Fracccionado	%
MgO	4.04	1.30	2.00	-0.71	Di <sub>78</sub>	12
CaO	12.26	11.70	10.35	1.35	Di <sub>65</sub>	4
Na <sub>2</sub> O	3.03	3.76	4.07	-0.32	Mgt <sub>44</sub>	0.2
K <sub>2</sub> O	0.61	0.61	0.72	-0.10	Ilm <sub>93</sub>	2
TiO <sub>2</sub>	4.09	0.53	2.02	-1.48	Sf	2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.04	0.23	-0.18		20.2
Total	98.37	91.96	100.00			
			r <sup>2</sup>	3.9		

**Tabla III.19**

MODELO 7. Modelo de cristalización fraccionada con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas anortosíticas.

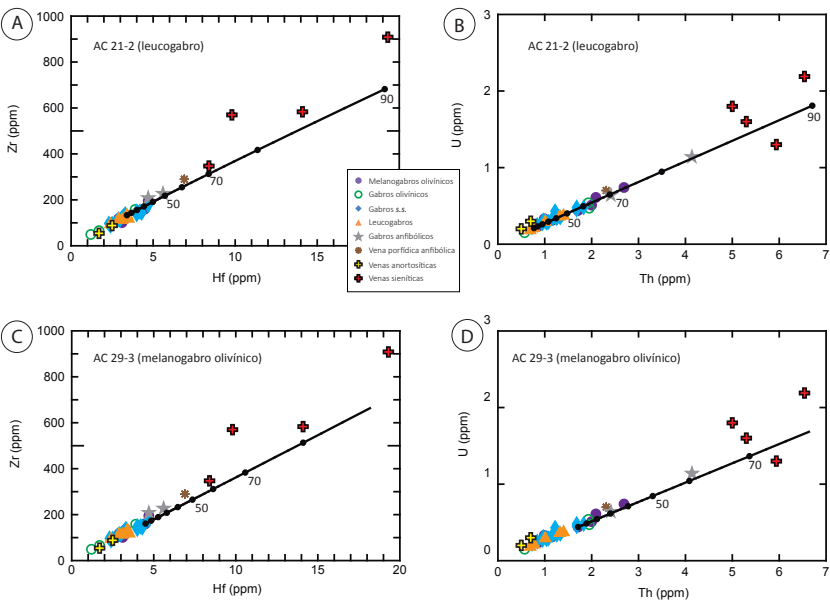
**Tabla III.20**  
MODELO 8. Modelo de cristalización fraccionada con acumulación para modelizar el paso de leucogabros a venas sieníticas.

	Roca "madre"	Roca "hija"	Roca "hija" calc.	Diferencia		
SiO2	45.37	60.07	60.13	-0.06	Acumulado	%
Al2O3	18.58	17.78	18.02	-0.24	Ab <sub>84</sub>	50
Fe2O3	2.04	1.05	0.29	0.76	Or <sub>90</sub>	22
FeO	8.02	3.19	5.06	-1.87	Ap	0.2
MnO	0.12	0.09	0.10	-0.01		72.2
MgO	4.04	1.25	1.13	0.12	Fraccionado	%
CaO	12.26	2.72	3.16	-0.44	Di <sub>78</sub>	12
Na2O	3.03	6.09	6.20	-0.11	Di <sub>65</sub>	2
K2O	0.61	4.80	4.82	-0.02	An <sub>73</sub>	24
TiO2	4.09	1.19	0.79	0.40	An <sub>36</sub>	23
P2O5	0.21	0.32	0.31	0.00	Mgt <sub>44</sub>	2
Total	98.37	98.54	100.00		Ilm <sub>93</sub>	2.8
			r <sup>2</sup>	0.41	Anf	4
					Sf	2
						71.8

En los modelos 7 y 8 es patente que los porcentajes adicionales que necesitamos fraccionar y acumular para generar la mineralogía modal de las venas son excesivamente altos. Ello está en concordancia con los altos índices de diferenciación existentes entre las venas félsicas (sieníticas del 83 al 95 % y anortositicas 90-93 %, Tabla III.1) y con el hecho de que existe un *gap* de diferenciación entre ellas y los leucogabros.

Para contrastar los resultados obtenidos en los modelos 6 y 8 se han realizado modelos de FC para pares de elementos fuertemente incompatibles con el *software* IGPET (<http://www.rockware.com/>) (Fig. III.51). Los elementos escogidos han sido Zr-Hf y U-Th dada la disponibilidad de coeficientes de reparto ( $K_d$ ) para los diferentes minerales que integran las rocas “madre” (Tabla III.21), de manera que ha sido posible determinar un D global para las mismas en cada caso. En los dos primeros diagramas, A y B, se ha reproducido FC desde la muestra AC 21-1 (leucogabro del sector de Molinos). Tanto para Zr-Hf como para U-Th, se necesita entre un 70 y un 90 % de fraccionación para reproducir las composiciones de las venas sieníticas y entre un 30 y un 80 % para reproducir las de los cuerpos pegmatoides anfibólicos

**Figura III.51**  
Modelos de cristalización fraccionada para pares de elementos fuertemente incompatibles de las facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos mediante el *software* IGPET.



		Ol	Cpx	Pl	Mt	Amp	Bt	D
	Kd Hf	0.04	0.48	0.05	0.20	0.92	1.80	
	Kd Zr	0.06	0.27	0.13	0.40	1.20	2.50	
	Kd U	0.04	0.05	0.06	0.08	0.15	0.13	
	Kd Th	0.03	0.04	0.05	0.14	0.11	0.12	
AC 21-2	Hf	0.0	24.7	58.7	8.1	6.4	1.4	<b>0.25</b>
	Zr	0.0	24.7	58.7	8.1	6.4	1.4	<b>0.29</b>
	U	0.0	24.7	58.7	8.1	6.4	1.4	<b>0.07</b>
	Th	0.0	24.7	58.7	8.1	6.4	1.4	<b>0.06</b>
AC 12-2	Hf	16.5	39.0	24.7	7.7	8.1	0.7	<b>0.31</b>
	Zr	16.5	39.0	24.7	7.7	8.1	0.7	<b>0.29</b>
	U	16.5	39.0	24.7	7.7	8.1	0.7	<b>0.06</b>
	Th	16.5	39.0	24.7	7.7	8.1	0.7	<b>0.05</b>
AC 29-3	Hf	22.1	35.4	27.2	5.3	8.3	0.6	<b>0.29</b>
	Zr	22.1	35.4	27.2	5.3	8.3	0.6	<b>0.28</b>
	U	22.1	35.4	27.2	5.3	8.3	0.6	<b>0.06</b>
	Th	22.1	35.4	27.2	5.3	8.3	0.6	<b>0.05</b>

Ol: olivino; Cpx: clinopiroxeno; Pl: plagioclasa; Mt: magnetita; Amp: anfíbol; Bt: biotita

**Tabla III.21**

Valores de Kd de suite de basaltos alcalinos del Macizo Central, Francia (Villemant *et al.*, 1981).

y vena porfídica anfibólica. Sin embargo, estos últimos parecen modelarse mejor a partir de los gabros melanocráticos olivínicos. Así, los modelos C y D de la Fig. III.51, reproducen FC a partir de AC 29-3 (melanogabro olivínico del sector de Molinos). Con esta muestra como “madre”, necesitaríamos del 10 al 50 % de fraccionación en el caso de Zr-Hf y del 30-60 % en el caso de U-Th. Estos porcentajes son similares a los necesarios para generar leucogabros a partir de melanogabros olivínicos (modelo 5) y por lo tanto podrían indicar que las facies ricas en anfíbol se forman a partir de los mismos magmas parentales, en situaciones donde tenemos concentración local de volátiles. En cuanto a las venas sieníticas, que podrían seguir una línea de fraccionación relacionada con las facies anfibólicas, necesitarían aun así porcentajes de fraccionación muy altos, aunque algo menores que en el caso de su derivación a partir de los leucogabros.

La incapacidad de los modelos, tanto de elementos mayores como traza, de explicar satisfactoriamente la formación de los distintos tipos de venas félsicas es probablemente debida a que la extrema acumulación de plagioclasa y feldespato potásico en ellas no es simplemente función directa del proceso cristizador, sino que necesitamos algún proceso adicional en la cámara que ayude a concentrar esta cantidad de la misma.

McBirney (1996) propone la compactación como uno de los mecanismos principales para la fraccionación cristal-líquido durante la formación de las Series Bandeadas en la intrusión de Skaergaard durante los primeros estadios de cristalización. Este proceso tiene lugar solamente en la base de la cámara, y hace migrar, hacia las partes altas de la misma, el líquido intercumular que queda entre los cristales cúmulo una vez que éstos se han acomodado en el fondo de la cámara (efecto filtro-prensa). Boudreau y McBirney (1997) demuestran experimentalmente que se produce una segregación mecánica hacia arriba de líquido intercumular acompañado de pequeños cristales de plagioclasa durante la compactación. Un mecanismo similar al propuesto por estos autores, se propone para la generación de las partes bajas de la cámara en la intrusión de Los Molinos, en

la que la base (melanogabros y gabros olivínicos) se forma por la “sedimentación” de cristales de olivino y clinopiroxeno. La continua acumulación de estos cristales favorece la compactación de las partes bajas y la segregación hacia arriba del líquido intercumular junto con cristales de plagioclasa, explicando así la acumulación de plagioclasa en los gabros s.s. y leucogabros. Si el proceso se repite, en niveles más someros de la cámara, podríamos generar segregaciones de líquidos progresivamente más residuales junto con cristales, lo que explicaría la formación de los distintos tipos de venas félsicas. Estos líquidos se inyectarían a favor de fracturas en la pila de acumulados ya cristalizada (rígida) pero aún caliente.

El bandeo modal observado, sobre todo en leucogabros, puede ser explicado por pequeñas alternancias en el punto cotéctico debido a cambios en la saturación de plagioclasa o clinopiroxeno producido por incrementos o disminuciones locales de la fugacidad de oxígeno y/o de la concentración de volátiles, de manera similar al mecanismo que proponen Boudreau y McBirney (1997) para explicar el bandeo rítmico observado en las series de borde superior (*Triple Group*) de Skaergaard.

La formación de los gabros pegmatoides, los cuales suelen ocurrir como bolsadas distribuidas de manera inhomogénea cerca del contacto entre diferentes facies de gabros, se atribuye al aumento, también local, en la concentración de volátiles dentro de la pila de acumulados, de manera similar a lo que ocurre en el complejo de gabros de Ulvö, Suecia (Larson *et al.*, 2008).

Por otro lado, como se comentó arriba, las venas félsicas (porfídicas anfibólicas, anortosíticas o sieníticas) están atribuidas a los últimos estadios de cristalización, formadas a partir de líquidos residuales segregados, que se inyectan en las fracturas de la pila de acumulados ya cristalizada (rígida) pero aún caliente. Estos líquidos pueden ser de composición ligeramente diferente entre ellos y estar concentrados en diferentes zonas dentro de la cámara, por lo que pueden diferir en temperatura y/o  $fO_2$ . Estas diferencias favorecen la acumulación de minerales hidratados como anfíbol y biotita (en venas porfídicas anfibólicas), plagioclasa (en venas anortosíticas) o la saturación en el líquido de feldespato potásico (en venas sieníticas).

En la figura III.52, se presenta un modelo (no a escala) de cristalización para la cámara de Los Molinos. En la primera etapa (T1) se produce una sedimentación de cristales en el fondo de la cámara, principalmente de olivino y clinopiroxeno, atrapando líquido intercumular entre ellos (Fig. III.52a). En la siguiente etapa (T2), se produce una saturación de plagioclasa en el líquido intercumular, mientras que el líquido original continúa la sedimentación de cristales. Cuando la concentración de cristales aumenta en el fondo de la cámara, se produce una compactación (T3) que hace que parte del líquido intercumular sea expulsado hacia arriba, efecto filtro-prensa. Este líquido expelido

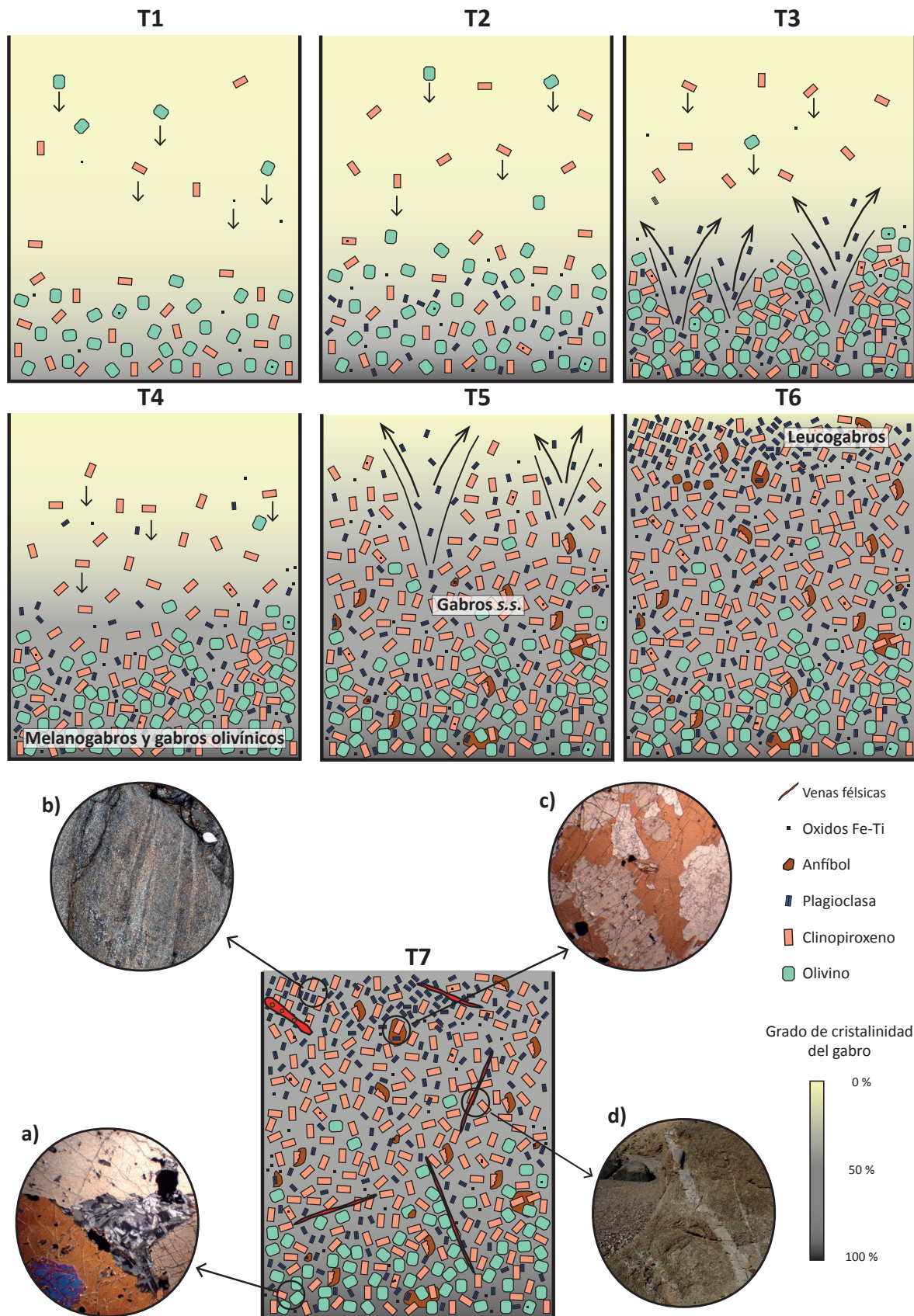


Figura III.52

Modelo (no a escala) de cristalización para la cámara de la intrusión de Los Molinos. Ver texto para explicación.



transporta cristales de plagioclasa hacia las partes altas, debido principalmente a la menor densidad de estos cristales con respecto al líquido. Con el avance de la cristalización (T4 y T5), se siguen acumulando cristales sobre todo de clinopiroxeno a partir del líquido original, mientras que continúa la saturación de plagioclasa en el líquido intercumular, para posteriormente ser expelida, en parte, hacia las partes más altas de la cámara, y generar de este modo, rocas ricas en plagioclasa (leucogabros) (Fig. III.52b). En estos estadios, (T5 y T6), se han concentrado volátiles en parte del líquido intercumular, lo que favorece la saturación en anfíbol (Fig. III.52c) y minerales accesorios como apatito y mica. En los últimos estadios de cristalización (T7), el líquido intercumular que queda de manera residual en la pila de acumulados, es segregado, junto con algunos cristales, e inyectado a favor de fracturas, para generar así los distintos tipos de venas félsicas (Fig. III.52d) observados en la intrusión de Los Molinos.

### III.6.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

La geoquímica isotópica aporta información complementaria a la geoquímica de roca total, en el sentido de que ayuda a evaluar o confirmar las posibles relaciones petrogenéticas entre la *suite* de rocas estudiadas, y aporta información sobre la fuente o fuentes mantélicas de las que derivan. Por ello, se han realizado determinaciones isotópicas, tanto en minerales individuales como en roca total, de las diferentes facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

Por un lado, se han realizado análisis de isótopos estables de oxígeno sobre concentrados minerales de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y mica, siendo esta la primera vez que se analizan isótopos estables para las rocas intrusivas no carbonatíticas en la isla de Fuerteventura. Además, se han determinado, *in-situ*, relaciones isotópicas de Sr y Pb sobre plagioclasas y apatitos, además de relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en roca total. Las relaciones isotópicas medidas han sido corregidas a una edad de 17.4 Ma basada en los datos geocronológicos (ver sección III.8).

#### III.6.1.- ISÓTOPOS ESTABLES

Los isótopos de elementos ligeros, como el oxígeno, pueden fraccionarse fuertemente debido a su diferencia de masa, durante cualquier reacción química que tenga lugar en el sistema que estemos considerando y que implique un cambio en la configuración estructural de una especie determinada, como por ejemplo, la cristalización de minerales a partir de un magma, o las reacciones de interacción roca-agua (procesos hidrotermales, alteración meteórica, etc. (p.e. Hoefs, 2009). El factor de fraccionación isotópica,  $\alpha$ , para los isótopos del oxígeno entre dos sustancias A y B, se define como:

$$\alpha = R_A / R_B \quad \text{donde } R_A = (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_A \text{ y } R_B = (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_B$$

Este factor es fuertemente dependiente de la temperatura, de manera que a altas temperaturas (magmáticas) tiende a ser bajo (muy cercano a 1, es decir, 0.998-1.001) y a bajas temperaturas tiende a ser alto.

A su vez, las relaciones isotópicas del oxígeno en una muestra se expresan con respecto a un estándar, con el parámetro  $\delta$ :

$$\delta_A = [(R_A - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}}] * 10^3$$

Los mecanismos de fraccionación (cristalización, interacción roca-agua, hibridación, etc.) permiten que se incorpore preferentemente uno de los dos isótopos del oxígeno (ya sea el pesado,  $^{18}\text{O}$ , o el ligero,  $^{16}\text{O}$ ) frente al otro, en cada especie química que estemos considerando, y por lo tanto, su factor  $\delta$  será consecuentemente más o menos enriquecido o empobrecido con respecto al estándar. Como en la fusión del manto, cuyo  $\delta^{18}\text{O} = 5.7\text{‰}$ , los factores de fraccionación globales varían entre

0.998 y 1.001, el  $\delta^{18}\text{O}$  de un magma primitivo va a encontrarse dentro del intervalo: 4.7‰ – 7.7‰, si el porcentaje de fusión parcial es pequeño (1 %) y 5.0‰ – 7.1‰ si el porcentaje de fusión parcial es alto (30 %). La cristalización fraccionada no va a modificar sustancialmente estas relaciones, pudiendo producir una variación máxima en  $\delta^{18}\text{O}$  de alrededor del 2‰, y ello considerando fraccionación extrema (del orden del 75 %) (López-Ruiz y Cebriá, 1990). Por ello, el oxígeno es un sistema muy adecuado para comprobar si un sistema ígneo, como la intrusión de Los Molinos, ha evolucionado dentro de condiciones de sistema cerrado, como indicaba la geoquímica de roca total.

Para el estudio de isótopos del oxígeno en la intrusión de Los Molinos, se seleccionaron 6 muestras correspondientes a: 1 melanogabro olivínico con características próximas a las de los magmas primitivos (AC 29-3), tres gabros s.s. (uno del sector de Morro Negro y dos del sector de Molinos) y dos leucogabros, uno de cada sector respectivamente. Los valores  $\delta^{18}\text{O}$ , referidos al SMOW (*standard mean ocean water*) en sus distintos minerales analizados (clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol y mica) se presentan en la tabla III.22.

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en clinopiroxeno comprenden un intervalo entre 5.54 y 6.90 ‰. En comparación con el valor estimado para  $\delta^{18}\text{O}$  en clinopiroxenos del manto,  $5.57\text{‰} \pm 0.32$  ( $n = 57$ , Matthey *et al.*, 1994), parecen en general ligeramente enriquecidos, entre un 0.2 y un 0.5‰, salvo en la muestra AC 29-3, en la que el enriquecimiento es del 1.01 ‰. Sin embargo, si consideramos el intervalo de composiciones de  $\delta^{18}\text{O}$  en basaltos OIB sin alterar, 4.6 – 7.5 ‰ (Eiler *et al.*, 1997), observamos

**Tabla III.22**  
Composición isotópica  $\delta^{18}\text{O}$   
(referida a SMOW) en mine-  
rales separados de las distintas  
facies de gabros de la intrusión  
de Los Molinos.

Muestra	Clasf.	Mineral	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	St. Dev. (1 $\sigma$ )
AC 29-3	MO	Clinopiroxeno	6.90	0.07
AC 20-1	G	Clinopiroxeno	5.54	0.07
AC 81-4	G	Clinopiroxeno	6.19	0.05
AC 23-1	G	Clinopiroxeno	6.05	0.16
AC 21-2	L	Clinopiroxeno	6.37	0.05
AC 10-1	L	Clinopiroxeno	6.22	0.04
AC 29-3	MO	Plagioclasa	6.66	0.05
AC 20-1	G	Plagioclasa	3.87	0.05
AC 81-4	G	Plagioclasa	5.00	0.08
AC 23-1	G	Plagioclasa	5.91	0.07
AC 21-2	L	Plagioclasa	4.94	0.05
AC 10-1	L	Plagioclasa	5.95	0.04
AC 23-1	G	Anfíbol	4.29	0.10
AC 10-1	L	Anfíbol	7.17	0.07
AC 29-3	MO	Mica	4.40	0.09
AC 20-1	G	Mica	3.91	0.11
AC 81-4	G	Mica	1.72	0.05
AC 23-1	G	Mica	3.65	0.08
AC 10-1	L	Mica	6.41	0.10

MO: Melanogabro olivínico; G: Gabro; L: Leucogabro

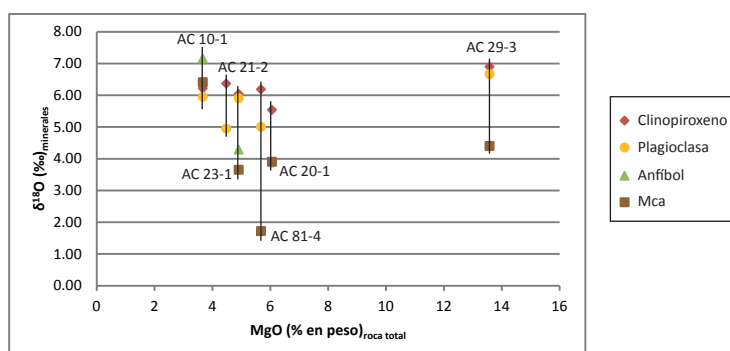
que todos los valores del clinopiroxeno en la intrusión de Los Molinos se encuentran próximos a la media de dicho intervalo, por lo que se puede considerar que representan valores mantélicos.

En las plagioclasas, sin embargo,  $\delta^{18}\text{O}$  presenta una variación mucho más amplia, desde 3.87 a 6.66 ‰. Aunque no hay datos para plagioclasas del manto, la estimación del  $\delta^{18}\text{O}$  que correspondería a una plagioclasa en equilibrio con un fundido del manto ( $\delta^{18}\text{O} \approx 5.7$  ‰), sería de  $6.0 \pm 0.1$  ‰ (Kyser, 1986). En comparación con dicho valor, dos muestras de la intrusión de Los Molinos tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  mantélicos (el gabro s.s. AC 23-1 y el leucogabro AC 10-1), la muestra de melanogabro olivínico se encuentra enriquecida en un 0.7 ‰, y las tres muestras restantes se encuentran empobrecidas en un 1-2 ‰.

Mica y anfíbol presentan también intervalos de variación bastante amplios. En el caso del anfíbol, aunque se cuenta sólo con dos datos, ninguno de ellos corresponde al restringido intervalo de  $\delta^{18}\text{O}$  para anfíboles en equilibrio con el manto (5.3 – 5.6 ‰, Chazot *et al.*, 1997), ni al intervalo, algo más amplio, medido en kaersutitas de basaltos alcalinos, kimberlitas y sus xenolitos (4.65 – 6.00 ‰, Boettcher y O'Neil, 1980). Por el contrario, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son empobrecidos en la muestra de gabro s.s. (AC 23-1) y enriquecidos en la muestra de leucogabro (AC 10-1, Tabla III.22). Estas desviaciones, cuando son hacia arriba, se encuentran sin embargo por debajo del 2 ‰ que podría ser atribuido a cristalización fraccionada. En cuanto a las micas, el intervalo de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  observado en la intrusión de Los Molinos es más empobrecido que el determinado en flogopitas de basaltos alcalinos, kimberlitas y sus xenolitos (4.68 – 6.79 ‰, Boettcher y O'Neil, 1980), salvo para la muestra de leucogabro AC 10-1.

Si enfrentamos los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en los distintos minerales con los contenidos de MgO en roca total, que se utilizaron como índice de diferenciación para el estudio geoquímico de roca total (ver sección III.4), se observa bastante constancia para el clinopiroxeno, y tendencia a la disminución para la mica, presentando la plagioclasa mayor dispersión (Fig. III.53).

La figura III.54 muestra un diagrama de equilibrio entre  $\delta^{18}\text{O}$  en plagioclasa y clinopiroxeno coexistentes en una misma roca. En ella

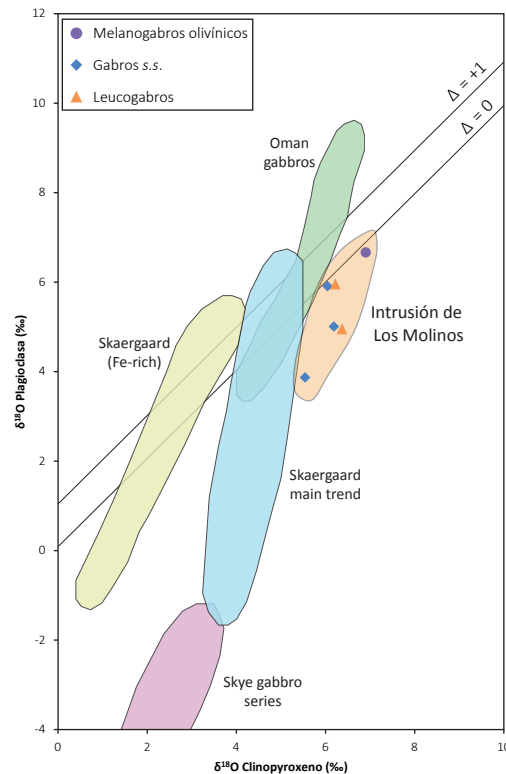


**Figura III.53**

Diagrama de MgO en roca total frente a  $\delta^{18}\text{O}$  medidos en los concentrados minerales en las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

**Figura III.54**

Diagrama de equilibrio entre  $\delta^{18}\text{O}_{\text{plagioclase}}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{clinopyroxene}}$  de Gregory *et al.*, (1989) y Hoefs (2009) en el que se han proyectado las relaciones isotópicas medidas en concentrados minerales de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.



se observa que para los datos correspondientes a la intrusión de Los Molinos, la variación isotópica del oxígeno en las plagioclasas es mayor que en los clinopiroxenos, dibujando una línea de pendiente positiva o línea de no-equilibrio que indica disequilibrio en la fraccionación  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  entre minerales coexistentes (Gregory *et al.*, 1989; Hoefs, 2009). Esta línea sigue una trayectoria similar a la que presentan otras intrusiones como, por ejemplo, Skaergaard, o secuencias de corteza-manto oceánicas, como la ofiolita de Omán. Estas trayectorias han sido interpretadas como debidas a procesos de alteración hidrotermal (Gregory *et al.*, 1989; Hoefs, 2009), poniendo de manifiesto que este tipo de proceso también ha actuado en la intrusión de Los Molinos.

Los empobrecimientos en  $\delta^{18}\text{O}$  con respecto a valores magmáticos suelen ser el resultado del intercambio isotópico de oxígeno en la interacción de la roca con agua, o bien marina a bajas temperaturas (por lo general menores de  $300^{\circ}\text{C}$ ) o bien meteórica. Esto último es lo típico para intrusiones emplazadas a baja profundidad, en rocas volcánicas y/o sus enjambres de diques asociados, como por ejemplo la citada intrusión de Skaergaard, emplazada en el Enjambre de diques Oriental de Groenlandia (Taylor y Forester, 1979). Además, la plagioclase es más sensible al intercambio de  $^{18}\text{O}$  durante procesos hidrotermales que cualquier otro silicato (Gregory y Taylor, 1981), lo que se encuentra en concordancia con su mayor dispersión de valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en la figura (Fig. III.53).

Considerando, a partir de la Fig. III.54, que el ajuste lineal de los datos isotópicos para clinopiroxeno y plagioclase implica un sistema de



Aguas meteóricas		Aguas meteóricas		Aguas marinas	
$(\delta^{18}\text{O})_M$	3.87	$(\delta^{18}\text{O})_M$	3.87	$(\delta^{18}\text{O})_M$	3.87
$(\delta^{18}\text{O})_A$	5.95	$(\delta^{18}\text{O})_A$	5.95	$(\delta^{18}\text{O})_A$	5.95
$(\delta^{18}\text{O})_B$	-5	$(\delta^{18}\text{O})_B$	-15	$(\delta^{18}\text{O})_B$	0
$r$	0.81	$r$	0.90	$r$	0.65
$1-r$	0.19	$1-r$	0.10	$1-r$	0.35
W/R	0.23	W/R	0.11	W/R	0.54

W/R: Interacción agua/roca

**Tabla III.23**

Modelo de mezcla simple, agua – roca, para los gabros de la intrusión de Los Molinos.

mezcla simple, agua – roca, para el caso de la intrusión de Los Molinos, podemos aplicar la ecuación de mezcla binaria:

$$(\delta^{18}\text{O})_M = (\delta^{18}\text{O})_A * r + (\delta^{18}\text{O})_B * (1-r)$$

Donde M = mezcla, A y B son los dos componentes de la mezcla y r la proporción de cada uno de dichos componentes.

Se ha tomado como componente A la composición del oxígeno en la plagioclasa de la roca sin alterar (valor  $\delta^{18}\text{O} = 5.95\text{‰}$ , correspondiente a la muestra AC 10-1, Tabla III.22) y como componente B, la composición máxima y mínima estándar de aguas meteóricas (-5 a -15 ‰, Gregory y Taylor, 1981), y la del agua de mar (0 ‰), para obtener la composición de la muestra más empobrecida (valor  $\delta^{18}\text{O} = 3.87\text{‰}$ , correspondiente a la muestra AC 20-1, Tabla III.22) iterando para distintos valores de r. Los resultados de estos cálculos se presentan en la Tabla III.23. En ella se aprecia que para interacción con aguas meteóricas, la composición de la plagioclasa de AC 20-1 se reproduce con bajas relaciones agua/roca, entre 0.11 y 0.24, mientras que para aguas marinas, hacer descender de igual manera los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  necesitaría de unas relaciones agua/roca de 0.54. Esto último probablemente implicaría un grado de alteración de la plagioclasa (y del resto de la roca) que sería muy patente en las texturas y que no se observa en la intrusión de Los Molinos.

Por tanto, a pesar de que el proceso de diferenciación magmática en esta intrusión se ha producido en condiciones de sistema cerrado, existen evidencias de alteración hidrotermal post-cristalización, que han afectado sobre todo a la plagioclasa y también a la mica.

### III.6.2.- ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Los sistemas radiogénicos cuyas relaciones isotópicas se han determinado en rocas y minerales de la intrusión de Los Molinos incluyen Sr, Nd y Pb, y se presentan en las tablas III.24, III.25, III.26, III.27 y III.28.

Las relaciones  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  en roca total presentan un intervalo de variación muy pequeño, entre 0.702668 y 0.703175, correspondiendo el valor más bajo a una vena sienítica de feldespato alcalino y el

Muestra	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	StdErr*E-06	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{atom})}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t=17.4}$
AC 6-2	10	319	0.703200	3	0.090691	0.703175
AC 12-2	8	439	0.703147	3	0.052720	0.703133
AC 29-3	11	413	0.703159	3	0.077054	0.703138
AC 15-5	14	457	0.703157	2	0.088627	0.703134
AC 110-1	8	668	0.703130	3	0.034647	0.703121
AC 81-4	10	753	0.703091	3	0.038420	0.703081
AC 20-1	10	638	0.703100	2	0.045345	0.703088
AC 109-2	15	499	0.703137	3	0.086965	0.703114
AC 36-1	14	716	0.703132	3	0.056568	0.703117
AC 23-1	17	738	0.703109	3	0.066641	0.703091
AC 10-1	12	977	0.703093	2	0.035533	0.703083
AC 21-2	8	839	0.703099	3	0.027585	0.703091
AC 23-9	43	587	0.703171	3	0.211926	0.703115
AC 115-2	12	905	0.703160	3	0.038361	0.703150
AC 155-1	77	126	0.703137	3	1.767962	0.702668

**Tabla III.24.** Relaciones isotópicas de Sr en roca total para las facies de gabros y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	StdErr*E-06	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=17.4}$	$\epsilon\text{Nd}_{t=0}$	$\epsilon\text{Nd}_{t=17.4}$	TDM
AC 6-2	5.85	22.49	0.512930	1	0.157312	0.512911	5.70	5.79	353.1
AC 12-2	5.88	24.41	0.512946	2	0.145563	0.512928	6.01	6.13	263.2
AC 29-3	5.44	22.57	0.512928	1	0.145668	0.512910	5.66	5.78	300.8
AC 15-5	4.07	17.51	0.512949	2	0.140371	0.512931	6.06	6.19	241.0
AC 110-1	3.26	14.39	0.512915	2	0.136911	0.512898	5.41	5.55	293.0
AC 81-4	3.87	16.11	0.512946	2	0.145217	0.512928	6.01	6.13	261.8
AC 20-1	4.59	18.24	0.512937	2	0.152240	0.512919	5.84	5.95	309.4
AC 109-2	4.11	18.13	0.512935	2	0.137004	0.512918	5.79	5.94	256.5
AC 36-1	4.41	19.43	0.512908	1	0.137242	0.512891	5.27	5.41	307.6
AC 23-1	3.67	15.07	0.512922	2	0.147207	0.512904	5.54	5.66	320.3
AC 10-1	3.60	16.31	0.512943	1	0.133589	0.512926	5.94	6.09	232.8
AC 21-2	3.18	12.75	0.512948	2	0.150573	0.512930	6.05	6.16	278.1
AC 23-9	7.95	35.83	0.512940	2	0.134190	0.512923	5.89	6.04	239.4
AC 115-2	3.14	13.50	0.512919	2	0.140648	0.512902	5.48	5.61	299.8
AC 155-1	3.78	15.95	0.512902	2	0.143093	0.512884	5.15	5.28	343.5

**Tabla III.25.** Relaciones isotópicas de Nd en roca total para las facies de gabros y venas asociadas de la intrusión de Los Molinos.

más alto a un melanogabro olivínico. Estos valores no sólo son muy restringidos, sino que además se encuentran entre los más bajos que se conocen dentro de rocas de tipo OIB. Hay que tener en cuenta, para ello, que los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para la dorsal central atlántica son de 0.7028 (Eiler *et al.*, 1997). A su vez, las relaciones  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$  presentan, al igual que las relaciones de Sr, un intervalo de variación muy pequeño, desde 0.51289 a 0.51293, que corresponde a valores de  $\epsilon\text{Nd}$  entre +5.3 y +6.2. Ambas relaciones isotópicas se proyectan en el diagrama de la figura III.55 dentro del cuadrante superior izquierdo (rocas enriquecidas en Nd y empobrecidas en Sr con respecto a la composición teórica del BSE “*Bulk Silicate Earth*”), a la izquierda del *mantle array* y sobre el campo definido para el componente mantélico HIMU de Zindler y Hart (1986).

Como se observa en esta figura, las muestras se proyectan muy

Muestra	Análisis	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	$2\sigma$	$^{88}\text{Sr}$ (V)
AC 6-2	PL 2	0.70321	0.000010	0.05549	0.000004	0.00663	0.000001	2.3
	PL 4	0.70332	0.000008	0.05597	0.000003	0.00668	0.000000	3.7
	PL 8	0.70364	0.000011	0.05524	0.000006	0.00660	0.000001	2.1
AC 12-2	PL 10	0.70336	0.000008	0.05580	0.000004	0.00666	0.000001	3.3
	PL 2	0.70348	0.000008	0.05572	0.000004	0.00666	0.000000	3.5
	PL 8	0.70326	0.000005	0.05580	0.000003	0.00666	0.000000	3.7
	PL 9	0.70335	0.000005	0.05593	0.000003	0.00668	0.000000	4.3
AC 29-3	PL 11	0.70340	0.000007	0.05576	0.000003	0.00666	0.000000	3.7
	PL 1	0.70340	0.000008	0.05592	0.000004	0.00668	0.000000	2.9
	PL 3	0.70346	0.000008	0.05598	0.000005	0.00669	0.000001	2.7
	PL 4	0.70335	0.000008	0.05584	0.000004	0.00666	0.000000	2.9
61332	PL 6	0.70350	0.000012	0.05607	0.000006	0.00670	0.000001	2.2
	PL 9	0.70328	0.000009	0.05612	0.000004	0.00670	0.000000	2.9
	PL 2	0.70353	0.000015	0.05541	0.000007	0.00662	0.000001	1.6
	PL 4	0.70339	0.000013	0.05514	0.000007	0.00659	0.000001	1.6
AC 81-4	PL 8	0.70330	0.000018	0.05534	0.000007	0.00661	0.000001	1.6
	PL 2	0.70340	0.000006	0.05585	0.000004	0.00667	0.000000	3.3
	PL 4	0.70331	0.000006	0.05601	0.000004	0.00668	0.000000	3.3
	PL 6	0.70342	0.000008	0.05593	0.000004	0.00668	0.000000	3.3
AC 20-1	PL 9	0.70312	0.000008	0.05573	0.000003	0.00665	0.000000	3.5
	PL 16	0.70316	0.000008	0.05598	0.000004	0.00668	0.000001	3.0
	PL 18	0.70334	0.000004	0.05579	0.000003	0.00666	0.000000	4.0
	PL 1	0.70425	0.000013	0.05578	0.000006	0.00666	0.000001	1.8
AC 23-1	PL 4	0.70313	0.000009	0.05610	0.000005	0.00670	0.000001	2.5
	PL 6	0.70301	0.000009	0.05613	0.000005	0.00670	0.000001	2.4
	PL 8	0.70320	0.000009	0.05587	0.000006	0.00667	0.000001	2.4
	PL 2	0.70320	0.000009	0.05612	0.000005	0.00670	0.000001	2.8
AC 36-1	PL 3	0.70326	0.000009	0.05590	0.000005	0.00666	0.000001	2.6
	PL 5	0.70316	0.000008	0.05602	0.000005	0.00669	0.000001	2.6
	PL 6	0.70307	0.000008	0.05598	0.000005	0.00668	0.000001	2.5
	PL 7	0.70318	0.000009	0.05588	0.000005	0.00667	0.000001	2.4
61329	PL 2	0.70368	0.000085	0.05580	0.000008	0.00666	0.000001	3.3
	PL 3	0.70355	0.000007	0.05580	0.000003	0.00666	0.000000	3.6
	PL 4	0.70328	0.000006	0.05584	0.000003	0.00667	0.000000	3.6
	PL 5	0.70347	0.000008	0.05575	0.000003	0.00666	0.000000	3.4
AC 10-1	PL 7	0.70349	0.000011	0.05556	0.000005	0.00664	0.000001	2.7
	PL 8	0.70359	0.000008	0.05573	0.000005	0.00666	0.000001	3.4
	PL 3	0.70318	0.000012	0.05570	0.000008	0.00666	0.000001	1.9
	PL 6	0.70317	0.000013	0.05554	0.000006	0.00663	0.000001	1.8
AC 21-2	PL 7	0.70303	0.000015	0.05545	0.000009	0.00662	0.000001	1.6
	PL 11	0.70330	0.000016	0.05595	0.000009	0.00666	0.000001	1.5
	PL 12	0.70308	0.000015	0.05566	0.000009	0.00665	0.000001	1.5
	PL 2	0.70225	0.000028	0.05579	0.000020	0.00666	0.000002	0.8
61324	PL 4	0.70334	0.000009	0.05592	0.000004	0.00668	0.000001	2.5
	PL 6	0.70454	0.000266	0.05599	0.000005	0.00668	0.000001	5.2
	PL 7	0.70341	0.000007	0.05590	0.000003	0.00668	0.000000	3.7
	PL 8	0.70478	0.000008	0.04950	0.000015	0.00597	0.000002	3.1
AC 29-3	PL 11	0.70329	0.000007	0.05587	0.000003	0.00667	0.000000	3.4
	PL 2	0.70338	0.000007	0.05572	0.000004	0.00666	0.000000	3.3
	PL 3	0.70321	0.000006	0.05567	0.000003	0.00665	0.000000	3.4
	PL 5	0.70319	0.000008	0.05599	0.000005	0.00669	0.000001	3.0
61324	PL 6	0.70317	0.000007	0.05608	0.000005	0.00669	0.000001	3.3
	PL 8	0.70305	0.000008	0.05608	0.000004	0.00669	0.000000	3.4
	PL 9	0.70322	0.000007	0.05552	0.000004	0.00663	0.000000	3.3
	PL 6	0.70327	0.000006	0.05550	0.000003	0.00663	0.000000	3.4
AC 29-3	PL 7	0.70345	0.000007	0.05568	0.000004	0.00665	0.000000	3.6
	PL 8	0.70344	0.000006	0.05567	0.000003	0.00665	0.000000	3.8
	PL 11	0.70322	0.000008	0.05576	0.000004	0.00666	0.000001	3.1
	PL 13	0.70355	0.000006	0.05571	0.000003	0.00665	0.000000	3.4
AC 36-1	AP 3	0.70315	0.000005	0.05639	0.000003	0.00673	0.000000	5.7
	AP 2	0.70328	0.000031	0.05649	0.000005	0.00675	0.000001	2.9
	AP 5	0.70320	0.000008	0.05648	0.000004	0.00674	0.000001	4.5
	AP 1	0.70323	0.000018	0.05616	0.000028	0.00675	0.000002	3.8
61324	AP 4	0.70358	0.000015	0.05670	0.000009	0.00678	0.000001	5.5
	AP 1	0.70340	0.000008	0.05687	0.000005	0.00679	0.000001	5.6
	AP 15	0.70344	0.000010	0.05659	0.000009	0.00677	0.000001	3.6
	AP 1	0.70322	0.000032	0.05603	0.000018	0.00665	0.000002	0.7

Nota: PL: plagioclasa; AP: apatito

Tabla III.26. Relaciones isotópicas de Sr en plagioclasa y apatito de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	Análisis	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{(\text{mean})}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{(\text{mean})}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_{(\text{mean})}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma_{(\text{mean})}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma_{(\text{mean})}$
AC 6-2	PL 2	38.714	0.230	15.393	0.098	19.041	0.128	0.836	0.002	2.028	0.002
	PL 4	37.564	0.432	14.935	0.140	18.524	0.214	0.808	0.003	2.027	0.006
	PL 8	38.802	0.221	15.382	0.098	19.108	0.104	0.805	0.001	2.028	0.001
	PL 10	38.266	0.228	15.400	0.068	18.755	0.163	0.820	0.006	2.046	0.008
AC 12-2	PL 2	39.106	0.178	15.515	0.077	19.178	0.079	0.811	0.003	2.039	0.005
	PL 8	38.934	0.182	15.475	0.058	19.087	0.114	0.811	0.003	2.040	0.005
	PL 9	38.790	0.156	15.395	0.063	19.123	0.079	0.805	0.001	2.027	0.001
	PL 11	38.984	0.158	15.540	0.054	19.184	0.097	0.854	0.002	2.030	0.004
AC 29-3	PL 1	38.809	0.166	15.474	0.070	19.116	0.084	0.808	0.018	2.027	0.002
	PL 3	38.757	0.108	15.458	0.040	19.160	0.053	0.807	0.001	2.022	0.001
	PL 4	37.226	0.360	14.877	0.142	18.316	0.167	0.811	0.003	2.030	0.003
	PL 6	38.537	0.108	15.372	0.061	18.985	0.051	0.807	0.001	2.028	0.002
61332	PL 9	38.544	0.151	15.357	0.054	18.994	0.077	0.808	0.001	2.028	0.002
	PL 2	38.199	0.382	15.187	0.140	18.893	0.176	0.804	0.001	2.023	0.003
	PL 4	38.020	0.835	15.137	0.326	18.756	0.370	0.805	0.003	2.021	0.004
	PL 8	37.428	0.525	14.812	0.188	18.518	0.231	0.799	0.002	2.014	0.004
AC 81-4	PL 2	39.895	0.313	15.902	0.110	19.686	0.159	0.807	0.002	2.025	0.000
	PL 4	39.872	0.231	15.868	0.096	19.657	0.126	0.806	0.001	2.027	0.003
	PL 6	39.597	0.240	15.777	0.084	19.500	0.131	0.808	0.002	2.030	0.002
	PL 9	39.928	0.361	15.910	0.133	19.722	0.152	0.808	0.002	2.028	0.004
AC 20-1	PL 16	41.070	0.818	16.379	0.328	20.309	0.396	0.806	0.003	2.022	0.005
	PL 18	39.967	0.337	15.858	0.103	19.743	0.168	0.807	0.001	2.023	0.002
	PL 1	38.755	0.529	15.528	0.161	18.932	0.228	0.818	0.002	2.042	0.004
	PL 4	39.653	0.553	15.755	0.257	19.414	0.256	0.816	0.002	2.041	0.003
AC 23-1	PL 6	39.088	0.673	15.666	0.281	19.219	0.326	0.814	0.002	2.034	0.004
	PL 8	38.017	1.082	15.322	0.398	18.645	0.512	0.821	0.003	2.042	0.007
	PL 2	38.388	0.527	15.417	0.166	18.884	0.255	0.813	0.002	2.029	0.006
	PL 3	38.700	0.527	15.473	0.194	19.006	0.255	0.811	0.002	2.036	0.002
AC 36-1	PL 5	38.611	0.503	15.449	0.184	19.058	0.218	0.810	0.002	2.026	0.005
	PL 6	39.213	0.288	15.643	0.110	19.293	0.146	0.810	0.001	2.034	0.002
	PL 7	38.699	0.479	15.413	0.184	19.063	0.223	0.808	0.001	2.028	0.002
	PL 2	38.839	0.207	15.390	0.119	19.088	0.135	0.808	0.001	2.028	0.003
61329	PL 3	38.826	0.125	15.443	0.054	19.108	0.060	0.807	0.001	2.030	0.002
	PL 4	38.785	0.214	15.420	0.087	19.084	0.112	0.809	0.001	2.032	0.002
	PL 5	38.707	0.091	15.426	0.096	19.061	0.121	0.810	0.001	2.030	0.002
	PL 7	38.891	0.222	15.504	0.082	19.168	0.105	0.809	0.001	2.029	0.002
AC 10-1	PL 8	38.721	0.132	15.383	0.049	19.080	0.058	0.807	0.001	2.031	0.002
	PL 3	38.323	0.360	15.370	0.131	19.049	0.149	0.807	0.001	2.025	0.002
	PL 6	37.656	0.312	15.079	0.129	18.689	0.158	0.806	0.001	2.022	0.003
	PL 7	38.594	0.288	15.445	0.115	19.115	0.147	0.807	0.001	2.026	0.002
AC 21-2	PL 11	38.255	0.336	15.250	0.122	18.900	0.167	0.808	0.001	2.031	0.002
	PL 12	38.116	0.264	15.257	0.091	18.907	0.126	0.807	0.001	2.023	0.003
	PL 2	40.456	0.338	16.075	0.136	19.923	0.164	0.807	0.001	2.026	0.003
	PL 4	40.029	0.224	15.932	0.094	19.695	0.110	0.809	0.001	2.032	0.002
61324	PL 6	39.955	0.215	15.717	0.098	19.940	0.119	0.788	0.001	2.006	0.002
	PL 7	40.256	0.386	16.002	0.161	19.886	0.196	0.805	0.001	2.024	0.002
	PL 8	39.305	0.265	15.609	0.091	19.358	0.121	0.806	0.001	2.028	0.001
	PL 11	39.977	0.338	15.864	0.147	19.697	0.192	0.805	0.001	2.023	0.002
61324	PL 2	38.387	0.384	15.320	0.154	18.841	0.176	0.811	0.001	2.033	0.002
	PL 3	38.316	0.456	15.333	0.168	18.867	0.216	0.813	0.001	2.032	0.003
	PL 5	37.360	0.432	14.950	0.163	18.374	0.202	0.813	0.002	2.032	0.003
	PL 6	37.576	0.312	14.992	0.142	18.446	0.174	0.812	0.001	2.032	0.002
61324	PL 8	38.053	0.384	15.233	0.145	18.729	0.183	0.813	0.002	2.030	0.004
	PL 9	37.736	0.312	15.073	0.114	18.579	0.146	0.811	0.001	2.033	0.002
	PL 6	39.817	0.173	15.748	0.059	19.591	0.092	0.803	0.001	2.031	0.001
	PL 7	39.536	0.560	15.740	0.188	19.473	0.282	0.808	0.003	2.029	0.003
61324	PL 8	40.550	0.268	16.146	0.094	19.909	0.146	0.805	0.001	2.035	0.003
	PL 11	40.597	0.341	16.063	0.118	19.988	0.160	0.803	0.001	2.031	0.002
	PL 13	40.070	0.199	15.899	0.075	19.691	0.122	0.805	0.002	2.031	0.003

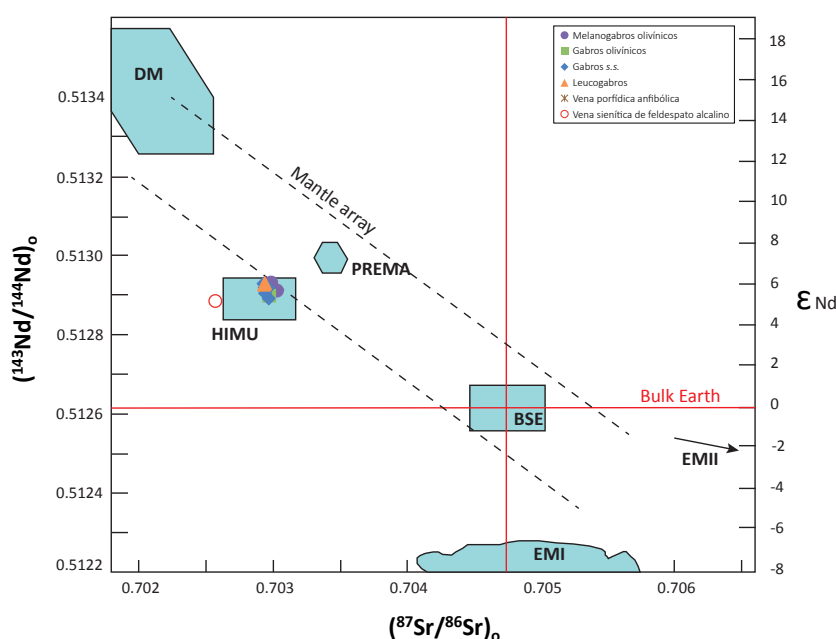
**Tabla III.27.** Relaciones isotópicas de Pb medidas *in-situ* en plagioclasas de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$
AC 81-4	0.35	1.33	1.5	38.944	38.943	15.563	15.563	19.156	19.153
AC 20-1	0.25	0.84	0.6	39.132	39.131	15.574	15.574	19.309	19.303
AC 36-1	0.45	1.68	1.3	39.184	39.183	15.573	15.573	19.402	19.397
AC 10-1	0.37	1.4	1	39.128	39.127	15.580	15.580	19.343	19.338

**Tabla III.28.** Relaciones isotópicas de Pb en roca total para los gabros de la intrusión de Los Molinos.

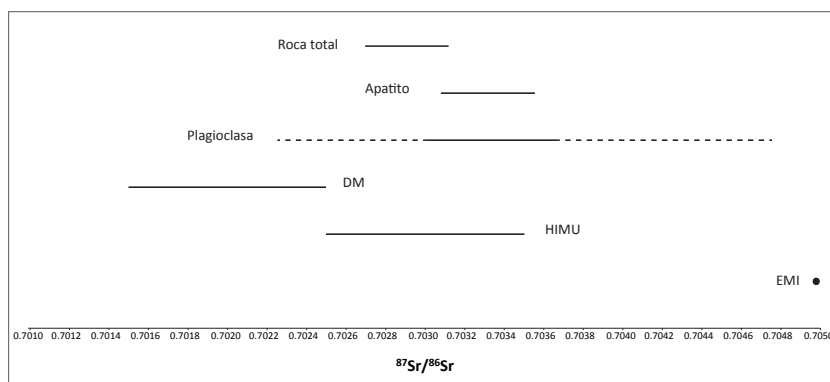
próximas unas a otras, a excepción de la roca correspondiente a una vena de sienita de feldespato alcalino, a pesar de que ésta presenta relaciones de Nd similares al resto de litologías.

Estos valores, tan restringidos, y sobre todo tan empobrecidos en  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , confirman que las rocas de la intrusión de Los Molinos proceden de un magma de origen mantélico, han evolucionado en condiciones de sistema relativamente cerrado y están libres de contaminación cortical o sedimentaria durante su diferenciación.



**Figura III.55**

Composición isotópica inicial Sr-Nd para las facies de gabros y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos. Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y Winter (2009).



**Figura III.56**

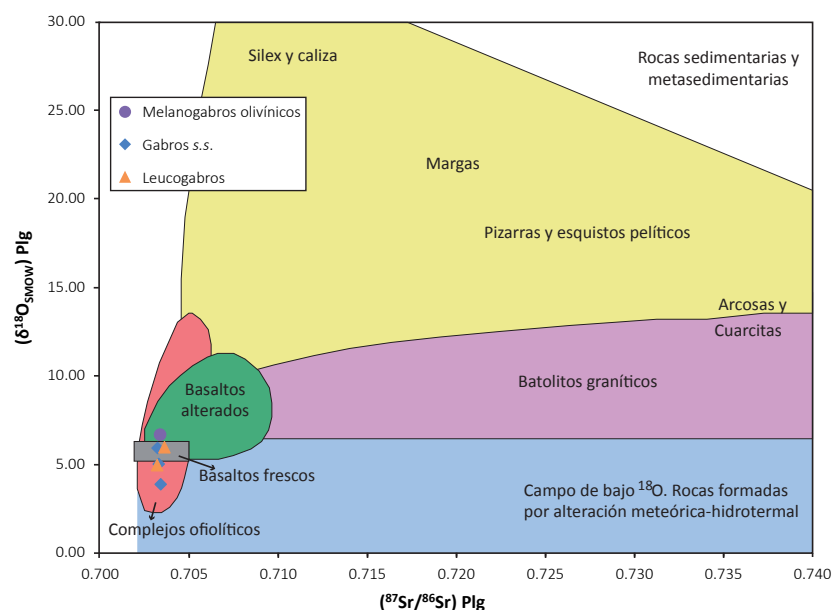
Relaciones isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  medidas en granos individuales de plagioclasas y apatito y en roca total para las facies de gabros y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos. Se han añadido los rangos composicionales de los componentes mantélicos EM1, DM y HIMU de Zindler y Hart (1986).

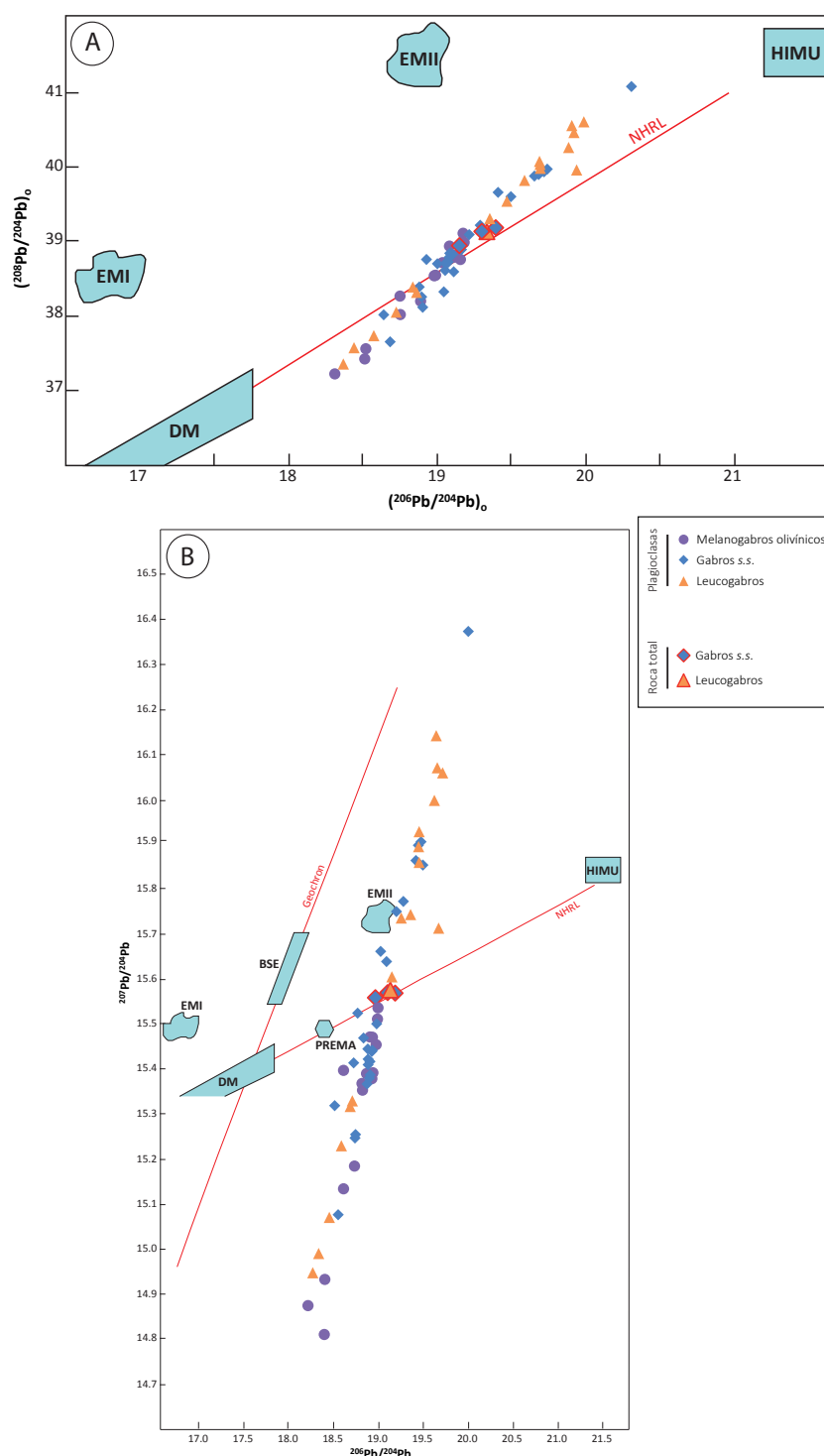


Por otro lado, las relaciones  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  de los cristales de plagioclasa y apatito son mucho más variables que las de la roca total. Así, las de la plagioclasa, presentan un intervalo de entre 0.70225 y 0.70478, mientras que las de apatito se encuentran entre 0.70315 y 0.70358. Ambos intervalos han sido comparados con las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en roca total en la figura III.56, donde se han representado con línea continua los valores de roca total y los valores más frecuentes que presentan los cristales individuales, y en línea discontinua, los valores peor representados en todo el conjunto de datos. Además, se han añadido los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  que presentan los componentes mantélicos EMI (*enriched mantle type-1*), HIMU (*high  $\mu$ ;  $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$* ) y DM (*depleted mantle*) de Zindler y Hart (1986). A partir de esta figura, parece claro también que la roca total y en su mayor parte el apatito, presentan relaciones isotópicas de Sr características de un manto tipo HIMU, mientras que la amplia variación de las mismas en plagioclasa parecería indicar que puede haber participación, además, de los componentes DM y EMI.

Sin embargo, como se ha expuesto en la sección III.6.1, los datos isotópicos de oxígeno en plagioclasas de la intrusión de Los Molinos, sugieren que éstas han sido afectadas por procesos hidrotermales. Si se representan en un diagrama los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  para las plagioclasas (Fig. III.57), se observa que algunas de las muestras de la intrusión de Los Molinos se proyectan dentro del campo de basaltos inalterados o muy próximas a él, y desde allí marcan una tendencia lineal de disminución de  $\delta^{18}\text{O}$ , casi sin variación de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ , hacia el campo de rocas formadas por alteración meteórica o hidrotermal. Por tanto, la variación observada en la composición isotópica de Sr en los cristales individuales de plagioclasa es probablemente debida a procesos hidrotermales, y no a heterogeneidad de fuente mantélica.

**Figura III.57**  
Diagrama de variación de  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  medidos en granos individuales de plagioclasa de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.



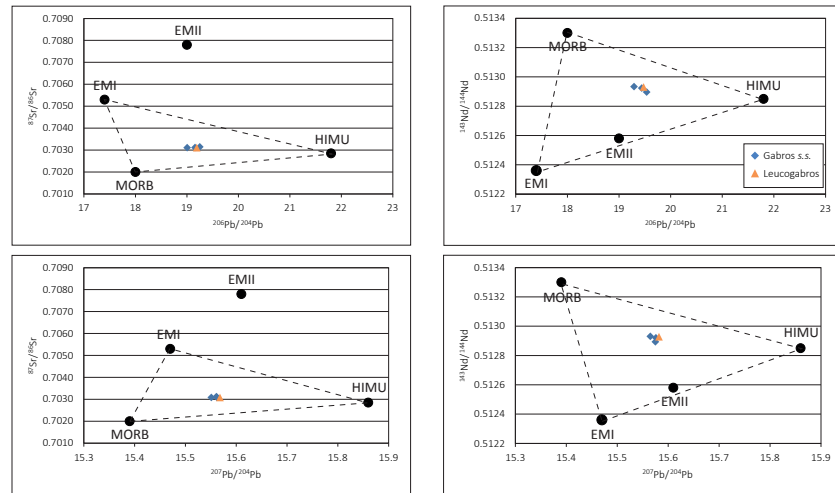
**Figura III.58**

Composición isotópica inicial de Pb medidas en granos individuales de plagioclase y roca total de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y de Winter (2009).

Las composiciones isotópicas de Pb medidas en cristales individuales de plagioclase (Tabla III.27), presentan un intervalo de variación muy amplio, debido probablemente a que han sido afectadas por el proceso hidrotermal del que se habló en la sección anterior. Las relaciones de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  abarcan el intervalo comprendido entre 18.316 y 20.309, las relaciones de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  varían desde 14.812 a 16.380, y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  desde 37.226 a 41.070. La tendencia que siguen las relaciones  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. III.58A) es a grandes rasgos paralela a

**Figura III.59**

Relación isotópica inicial en roca total de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs. relación inicial de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos. Los valores medios para los componentes DM, HIMU, EMI y EMII han sido extraídos de Zindler Y Hart (1986); Hart *et al.*, (1992).



la línea de referencia del NHRL (*Northern Hemisphere Reference Line*), que une los componentes mantélicos HIMU y DM. Sin embargo, al proyectar las relaciones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (Fig. III.58B), la línea composicional que siguen las plagioclasas de la intrusión, corta a la NHRL y es paralela a la línea teórica de la Geocrona.

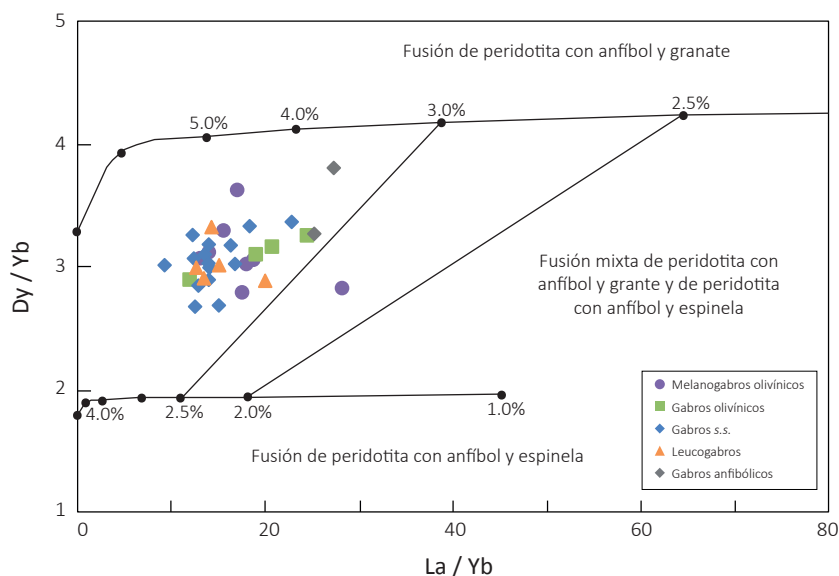
A diferencia de las relaciones isotópicas de Pb tan variadas que muestran las plagioclasas, los valores de Pb para la roca total son bastante restringidos,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 19.153-19.397,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 15.562-15.579 y,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ : 38.493-39.183, proyectándose en todos los casos sobre la NHRL (Fig. III.58A y III.58B). Esto puede interpretarse como debido a que otra fase mineral abundante, ha preservado mejor la firma isotópica original de la roca. Esta fase mineral sería el clinopiroxeno, que como se observó en la sección III.6.1, conserva valores mantélicos. Así pues, en cuanto a las relaciones de Sr y Nd, la intrusión de Los Molinos derivaría de magmas de un manto tipo HIMU, mientras que en lo que se refiere al Pb, presentaría mezcla con un reservorio correspondiente al DM.

En la figura III.59 se han proyectado las relaciones iniciales en roca total de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  frente a las de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En todos los casos, las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos se proyectan dentro del campo composicional definido por la mezcla de los componentes mantélicos: MORB (o DM), HIMU y EMI, siempre más próximas a la línea de mezcla de MORB y HIMU.

### III.7.- COMPOSICIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA FUENTE

#### III.7.1.- GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

Como se dedujo de la geoquímica de roca total, los gabros, cuerpos pegmatoides asociados y venas félsicas que forman la intrusión de Los Molinos son rocas de alcalinidad moderada con afinidad de tipo OIB (*oceanic island basalts*), que se observa en los espectros de tierras raras (Fig. III.46) con pendiente negativa debida al enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras pesadas (HREE). Estos espectros son característicos de basaltos formados por bajo grado de fusión parcial de un manto peridotítico (e.g. Winter, 2009). Por otro lado, el empobrecimiento relativo en HREE con respecto a las LREE es indicativo de que el manto que ha fundido para dar lugar a todo este conjunto litológico, o bien estaba desprovisto de granate o bien lo contenía pero éste no ha participado en el proceso de fusión. Esto se explica porque el granate presenta un coeficiente de reparto mucho mayor de 1 tanto para Y como para las HREE (Rollinson, 1993), por lo que tiende a retener estos elementos y por ello, si permanece en el residuo de fusión, el fundido queda empobrecido en ellos. Debido al fuerte control que ejerce el granate sobre las tierras raras pesadas, las relaciones La/Yb y Dy/Yb ayudan a discriminar entre un manto con granate o con espinela (Jung *et al.*, 2006). En el diagrama que enfrenta estas dos relaciones (Fig. III.60), las rocas de la intrusión de los Molinos, se proyectan en el campo intermedio entre ambos tipos de peridotita (con anfíbol-granate, y con anfíbol-espinela) y se habrían generado mediante tasas de fusión de entre el 2.5 y el 5 %. Esto apunta a que la fusión tuvo lugar en la interfase entre una peridotita con granate y una peridotita con espinela, ambas con anfíbol. Esta interfase se localizaría



**Figura III.60**

Diagrama de discriminación Dy/Yb vs. La/Yb para el origen, a partir de fusión parcial, de distintos tipos de manto (Jung *et al.*, 2006), para los gabros y cuerpos pegmatoides de la intrusión de Los Molinos. Las muestras se proyectan en el campo de mezcla entre fundidos con granate, espinela y anfíbol.

entre los 1.5 - 2.0 GPa, lo que equivale a una profundidad de 45-60 Km según Fumagalli *et al.*, (2009).

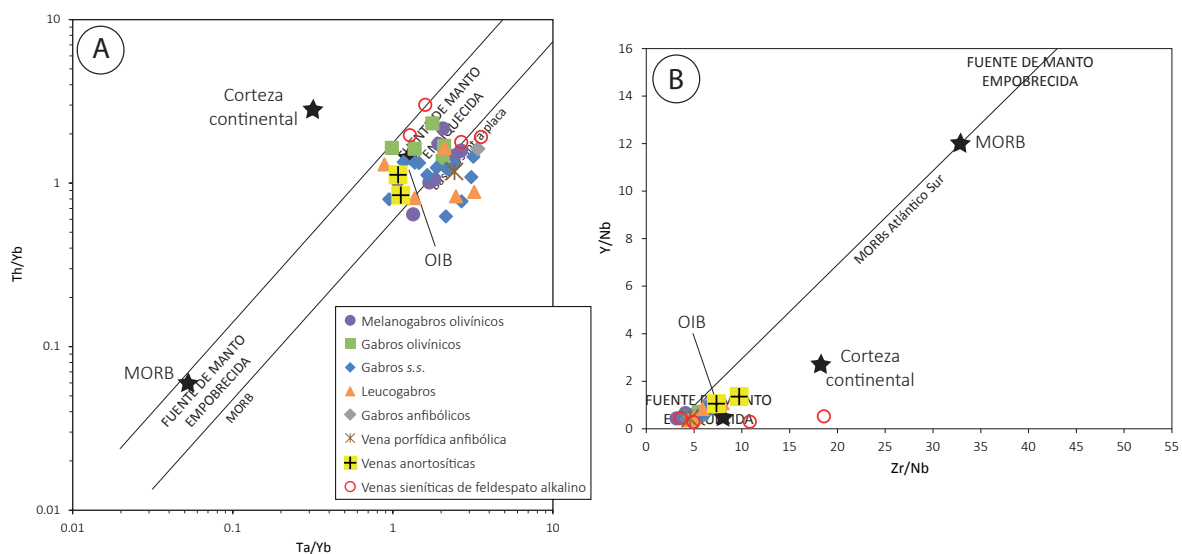
En concordancia con lo anterior, la presencia de kaersutita modal en la mayoría de las muestras pertenecientes a la intrusión de Los Molinos, es indicativa de que se trata de una fuente hidratada. Tiepolo *et al.*, (2000) indica que las relaciones Nb/Ta próximas a valores condriticos (alrededor de 18) sólo se dan en basaltos de tipo MORB y OIB y que es el anfíbol el único mineral que controla dichas relaciones durante la fusión parcial del manto. Los valores obtenidos para las relaciones Nb/Ta en los anfíboles de los gabros en la intrusión de Los Molinos (entre 13.9 y 21.4), son coincidentes, a grandes rasgos, con este valor propuesto por Tiepolo *et al.*, (2000), excepto para aquellos que aparecen directamente reemplazando al clinopiroxenos, cuyos valores son más bajos (entre 4.3 y 8.5).

**Figura III.61**

A) Diagrama composicional de Th/Yb vs. Ta/Yb y B) diagrama composicional de Y/Nb vs. Zr/Nb para los gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos. En ambos diagramas las muestras se proyectan en el campo de un manto enriquecido de tipo OIB, encima o por debajo de la línea del mantle array (línea que está definida para basaltos oceánicos que no han sufrido procesos de contaminación, asimilación o subducción). Tanto los campos de áreas fuentes de manto empobrecido y enriquecido y las composiciones medias de MORB, OIB y de la corteza continental se han extraído de Wilson (1989).

Por otro lado, las altas cantidades de Nb y Ta observadas en estas rocas (las cuales presentan anomalías positivas en los diagramas spider, ver figura III.47) apuntan a que el anfíbol, que tiene  $D_{Nb/Ta} > 1$  y por lo tanto tiende a retener estos elementos (Green, 1995; Chazot *et al.*, 1996), ha participado en el proceso de fusión.

Lo anterior es consistente con el hecho de que la intrusión de Los Molinos derive de una fuente de manto metasomatizada, es decir, enriquecida en elementos traza normalmente incompatibles con la mineralogía habitual del manto. En este sentido, las relaciones entre algunos elementos traza también son útiles para identificar este tipo de fuentes. Los valores de las relaciones de Th/Yb y Ta/Yb para los gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos varían desde 0.63 a 3.05 y de 0.86 a 3.42 respectivamente, haciendo que estas rocas se proyecten dentro, o por debajo, de la línea del *mantle array* (línea que está definida para basaltos oceánicos que no han sufrido procesos de contaminación, asimilación o subducción)





en el campo de un manto enriquecido de tipo OIB (Wilson, 1989) (Fig. III.61A). Otras relaciones de elementos traza de utilidad son las de Y/Nb y Zr/Nb. Del mismo modo que las anteriores, los intervalos de valores para estas relaciones en los gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas de la intrusión de Los Molinos, varían desde 0.32 a 1.09 y de 3.26 a 10.91, proyectándose en el campo definido para manto enriquecido y siguiendo la línea de los basaltos tipo MORB del Atlántico sur (Wilson, 1989) (Fig. III.61B).

### III.7.2.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Como acaba de comentarse en la sección anterior, la composición de elementos traza parece indicar que la fuente mantélica es de tipo OIB y enriquecida mediante procesos de metasomatismo. Sin embargo, la composición de los OIB es muy variable, por lo que estos no pueden derivar de una región químicamente homogénea del manto (Hofmann, 1997). El origen de esta heterogeneidad del manto continúa siendo objeto de debate, pero se observa que la mayoría de los OIB representan mezcla entre diferentes miembros finales conocidos como DM (*depleted mantle*), HIMU (*high  $\mu$* ;  $\mu = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ ), EMI (*enriched mantle 1*), EMII (*enriched mantle 2*) (Zindler y Hart, 1986), PREMA (*PREvalent MAntle*) o FOZO (*focal zone*) (Hart *et al.*, 1992). A pesar de que el origen de dichos componentes siga siendo debatido, existen diferentes modelos para explicar el origen de los mismos que, a modo de resumen son:

- El componente DM está localizado en el manto superior, que ha sido empobrecido a lo largo del tiempo geológico por procesos de extracción de corteza continental, en LREE y Rb (Hofmann, 1988; Hart y Staudigel, 1989).
- El componente HIMU, que presenta las relaciones más altas de Pb y más bajas de Sr de cualquier OIB (Hofmann, 1997), es quizá el componente más debatido. Algunos autores, como p.e. Weaver (1991) o Hofmann (1997), asocian sus características al reciclaje de litosfera oceánica por subducción en el manto, la cual habría permanecido allí durante un largo periodo de tiempo (1-2 Ga). Sin embargo, otro grupo de autores (p.e. Niu y O'Hara, 2003) asocian este componente del manto a procesos de metasomatismo, entendido este como enriquecimiento, del manto por la presencia de fluidos y/o fundidos.
- El componente EMI se interpreta como el resultado de la subducción de materiales pelágicos antiguos (Weaver, 1991) o de la incorporación de litosfera sub-continental al manto mediante procesos de delaminación (Mahoney *et al.*, 1991).
- El componente EMII se interpreta como producto de la subducción de materiales terrígenos antiguos (Weaver, 1991).

- El componente FOZO o PREMA se define como una fuente empobrecida en el manto inferior (Hart *et al.*, 1992), que representaría el manto si éste no hubiera cambiado de composición a lo largo de la historia geológica.

En la figura III.55, donde se enfrentan las relaciones isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , los gabros de la intrusión de Los Molinos se proyectan a la izquierda del *mantle array*, como es típico de los OIB, dentro del campo definido para el componente mantélico HIMU, y los altos valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (valores positivos), sugieren una fuente mantélica empobrecida. La ausencia de linealidad en los datos, y la homogeneidad en los resultados isotópicos obtenidos, parece indicar que no existe mezcla con los componentes mantélicos enriquecidos (EMI y EMII), por lo que, atendiendo únicamente a las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , se podrían descartar contribuciones del manto litosférico subcontinental en la fuente mantélica, ya que dichas aportaciones, enriquecerían las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  hacia valores superiores de 0.704 y empobrecerían las relaciones de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  hacia valores inferiores a 0.5126 (Zindler y Hart, 1986). Además, en el caso de los elementos traza, empobrecerían las composiciones en Nb y Ta y las aumentarían fuertemente en Ba (Weaver, 1991), contrario a lo que ocurre en las rocas de la intrusión de Los Molinos.

El componente mantélico HIMU, se caracteriza, además por contener cantidades altas de Pb radiogénico, por su relativo enriquecimiento en Nb y Ta con respecto a las LREE y LILE, generando anomalías positivas de Nb y Ta en los diagramas de tipo *spider*, a diferencia de los tipos EMI (que no presentan esta anomalía) (Weaver, 1991), junto con la presencia de fuertes anomalías negativas de K (Woodhead, 1996). Como se vio en las secciones anteriores, estas anomalías están presentes en todos los espectros de los gabros que forman la intrusión de Los Molinos, por lo que, junto con las características isotópicas que presentan, se corrobora que una fuente mantélica de tipo HIMU forma parte importante de la génesis de estas rocas.

Por otro lado, atendiendo a las composiciones isotópicas del plomo para la roca total (Fig. III.58), las muestras presentan firmas isotópicas más bajas que las que se atribuyen al componente HIMU, implicando la mezcla con otro componente caracterizado por firmas de plomo menos radiogénicas, como es el componente DM, dado que las muestras se proyectan en la línea de mezcla entre este componente y HIMU. Si se considera que una fuente de tipo HIMU procede de una litosfera oceánica deshidratada durante subducción (Weaver, 1991), es improbable que sólo a partir de ella se generen fundidos hidratados que den lugar a asociaciones minerales con anfíbol y mica. Los componentes volátiles no son compatibles con la mineralogía habitual de este tipo de manto, por lo que ha debido sufrir un proceso de enriquecimiento o metasomatismo que aporte al manto dichos componentes volátiles.

Por tanto, las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, indican mezcla entre el componente HIMU y el DM, sin embargo, no es del todo descartable una aportación del componente EMI (aunque esta sea muy inferior a las anteriores), ya que al enfrentar tanto las relaciones isotópicas de Sr como de Nd con las del Pb (Fig. III.59), los gabros de la intrusión de Los Molinos se proyectan en un campo de mezcla definido por estos tres componentes.

### III.8.- GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN APATITO Y K-Ar EN MICA

Con el fin de obtener edades de cristalización para las distintas facies de gabros de la intrusión de Los Molinos, se dataron ocho muestras representativas de las mismas por el método U-Pb, mediante LA-ICP-MS *in-situ* en apatito y por el método K-Ar en mica.

El apatito es un accesorio común en rocas ígneas, tanto félsicas como máficas, y, al igual que el circón, puede albergar U en su estructura, lo que hace que sea un mineral accesorio potencial para realizar dataciones U-Pb. Sin embargo, a diferencia del circón, también puede albergar altas cantidades de plomo inicial en su estructura cristalina, siendo esta una de las mayores limitaciones en la exactitud y precisión a la hora de determinar edades en apatitos. No obstante, existen varios métodos para la corrección del plomo común, como el que proponen Stacey y Kramers (1975), basado en el modelo de evolución del plomo para la corteza continental, o métodos basados en la medida de plomo en un mineral co-magmático con el apatito que no acepte U en su estructura (o cuya cantidad sea insignificante), como es el caso del feldespato potásico o la plagioclase (Chamberlain y Bowring, 2000; Schoene y Bowring, 2007). Dado que las rocas que forman la intrusión de Los Molinos no contienen circón, pero sí apatito en todas sus facies, se eligió este mineral para las dataciones U-Pb, siendo esta la primera vez que se utiliza el apatito como geocronómetro en todo el archipiélago canario.

Las ocho muestras datadas corresponden a dos melanogabros olivínicos, cuatro gabros s.s. y dos leucogabros, tanto del sector de Morro Negro como del sector de Molinos. Los criterios de selección de estas muestras han sido los siguientes:

- 1) Presentan pocos signos de alteración, tanto petrográfica como geoquímicamente.
- 2) Son representativas de las diferentes facies que afloran en la intrusión de Los Molinos.
- 3) Contienen cristales de apatito que tengan un tamaño mayor de 125  $\mu\text{m}$  de diámetro para no introducir error de contaminación

Sample	Anal.	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2s error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s error	Rad. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rad. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Edad (Ma)	error (2s)
AC 12-2	ap2	2.820	1.000	6.5863	0.3947	0.7653	0.0232	0.0084	54	3
AC 12-2	ap2-2	2.820	1.000	5.4198	0.2439	0.7712	0.0223	0.0088	56	3
AC 12-2	ap3	3.600	0.930	9.2713	0.4970	0.7409	0.0485	0.0094	60	3
AC 12-2	ap3-2	3.600	0.930	13.3505	0.5305	0.7640	0.0193	0.0043	27	1
AC 12-2	ap4	2.890	0.920	5.0242	0.5832	0.7705	0.0217	0.0097	62	7
AC 12-2	ap4-2	2.890	0.920	5.9247	0.3783	0.7962	0.0280	0.0025	16	1
AC 12-2	ap5	3.660	0.760	9.3545	0.4866	0.8023	0.0261	0.0007	5	0
AC 12-2	ap5-2	3.660	0.760	10.1595	1.1392	0.7900	0.0485	0.0022	14	2
AC 12-2	ap6	2.310	0.790	12.1815	0.7725	0.7794	0.0243	0.0030	19	1
AC 12-2	ap6-2	2.310	0.790	18.1292	1.1998	0.7704	0.0334	0.0027	17	1
AC 29-3	ap1	2.250	2.400	18.8849	2.9612	0.7565	0.0271	0.0035	23	4
AC 29-3	ap1-2	2.250	2.400	11.0159	0.9377	0.7932	0.0286	0.0017	11	1
AC 29-3	ap2	1.984	0.430	9.1171	0.5569	0.7930	0.0252	0.0021	13	1
AC 29-3	ap2-2	1.984	0.430	1.6809	0.1041	0.7983	0.0164	0.0071	45	3
AC 29-3	ap3	2.650	0.310	26.4573	2.2142	0.7392	0.0304	0.0034	22	2
AC 29-3	ap3-2	2.650	0.310	7.6361	0.9012	0.7700	0.0294	0.0064	41	5
AC 29-3	ap4	2.350	0.820	11.0222	1.4565	0.7541	0.0370	0.0064	41	5
AC 29-3	ap7-2	2.030	0.640	10.6674	1.1267	0.7566	0.0219	0.0063	40	4
AC 29-3	ap8	2.34	0.639	24.5388	1.3664	0.7367	0.0345	0.0038	24	1
AC 29-3	ap9	2.61	0.699	6.2997	0.4020	0.7795	0.0213	0.0058	37	2
AC 81-4	ap1	4.480	0.972	10.6740	0.6757	0.7667	0.0300	0.0050	32	2
AC 81-4	ap1-1	4.480	0.972	17.3406	1.3472	0.7680	0.0298	0.0030	19	1
AC 81-4	ap2	4.810	1137.0	13.1443	1.2765	0.7854	0.0217	0.0022	14	1
AC 81-4	ap3	2.010	0.838	13.8302	1.6666	0.7691	0.0350	0.0036	23	3
AC 81-4	ap4	3.550	1.008	17.9839	2.0156	0.7776	0.0350	0.0022	14	2
AC 81-4	ap5	2.490	1.780	13.5720	1.4288	0.7981	0.0326	0.0009	6	1
AC 36-1	ap3	1.864	0.618	17.1507	1.5804	0.7485	0.0317	0.0045	29	3
AC 36-1	ap4	1.749	0.141	14.8582	0.5490	0.7875	0.0297	0.0018	11	0
AC 36-1	ap5	1.852	0.199	12.4975	0.5074	0.7673	0.0275	0.0042	27	1
AC 36-1	ap5-2	1.852	0.199	15.7690	0.8243	0.7759	0.0195	0.0026	17	1
AC 36-1	ap6	2.706	0.527	14.9853	0.9223	0.7969	0.0235	0.0009	6	0
AC 36-1	ap7	3.240	0.340	25.7385	2.1755	0.7467	0.0419	0.0031	20	2
AC 36-1	ap9	2.105	0.208	19.0346	0.9188	0.7721	0.0336	0.0024	16	1
AC 36-1	ap9-2	2.105	0.208	33.1729	1.4437	0.7791	0.0381	0.0011	7	0
AC 36-1	ap10	2.559	0.283	19.5006	1.0663	0.7663	0.0411	0.0028	18	1
AC 36-1	ap11	2.025	0.609	21.3119	0.9278	0.7562	0.0342	0.0032	20	1
AC 36-1	ap13	2.123	0.237	36.5953	2.7567	0.7248	0.0503	0.0030	19	1
AC 21-1	ap1	2.105	0.242	33.2832	2.0911	0.7116	0.0559	0.0038	24	2
AC 21-1	ap1-2	2.105	0.242	31.6172	1.4863	0.7160	0.0759	0.0038	24	1
AC 21-1	ap3	2.244	0.561	21.8874	4.9600	0.7724	0.0603	0.0021	14	3
AC 21-1	ap4	1.991	0.19	23.1677	1.6712	0.7741	0.0381	0.0019	12	1
AC 21-1	ap7	1.570	0.212	31.6187	2.4560	0.7618	0.0670	0.0019	12	1
AC 23-1	ap1	5.140	0.312	43.8531	2.9566	0.6821	0.0386	0.0038	24	2
AC 23-1	ap2	2.271	0.273	27.7141	1.4350	0.7320	0.0428	0.0036	23	1
AC 23-1	ap3	2.414	0.423	23.7203	1.0853	0.7165	0.0357	0.0050	32	1
AC 23-1	ap4	10.990	0.781	47.0534	2.8195	0.7122	0.0452	0.0025	16	1
AC 23-1	ap5	6.440	0.275	49.7428	2.7055	0.7274	0.0430	0.0022	14	1
AC 23-1	ap8	2.354	0.211	19.1176	0.8397	0.7263	0.0309	0.0056	36	2
AC 23-1	ap9	2.354	0.211	34.5670	2.7340	0.7785	0.0592	0.0011	7	1
61324	ap1	3.530	0.739	16.2537	0.7314	0.7671	0.0245	0.0033	21	1
61324	ap6	2.460	0.625	21.8679	1.0335	0.7526	0.0261	0.0033	21	1
61324	ap8	7.24	0.749	28.1771	4.3721	0.7600	0.0432	0.0022	14	2
61324	ap9	19	2.22	41.1026	3.4744	0.7039	0.0281	0.0033	21	2
61324	ap10	5.57	0.802	9.5472	0.3894	0.7883	0.0170	0.0026	17	1
61324	ap11	6.15	0.988	35.0983	3.8470	0.7086	0.0270	0.0037	24	3
61324	ap11-2	10.170	0.906	30.5516	3.1269	0.7236	0.0267	0.0036	23	2
61324	ap12	2.600	0.808	10.7643	0.4745	0.7809	0.0253	0.0032	21	1
61324	ap12-2	2.600	0.808	11.0081	0.5698	0.7519	0.0294	0.0066	43	2
61324	ap13	2.710	0.775	16.8843	0.8340	0.7921	0.0294	0.0012	8	0
61324	ap13-2	2.710	0.775	9.0654	0.3580	0.7489	0.0234	0.0085	54	2

Sample	Anal.	U (ppm)	Pb (ppm)	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2s error	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s error	Rad. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Rad. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Edad (Ma)	error (2s)
<b>61324</b>	ap14	2.630	0.774	20.3775	2.0599	0.7448	0.0213	0.0040	26	3
<b>AC 33-1</b>	ap1	10.62	1.195	47.0760	3.4001	0.7265	0.0268	0.0023	15	1
<b>AC 33-1</b>	ap3	7.97	1.253	43.5219	2.4957	0.7498	0.0245	0.0017	11	1
<b>AC 33-1</b>	ap5	9.03	1.038	40.6574	2.4391	0.7479	0.0224	0.0019	12	1
<b>AC 33-1</b>	ap6	8.49	1.274	26.6716	1.4569	0.7594	0.0281	0.0024	15	1
<b>AC 33-1</b>	ap7	5.87	1.13	16.1862	0.9772	0.7659	0.0219	0.0034	22	1
<b>AC 33-1</b>	ap8	12.02	1.374	31.8678	1.8906	0.7614	0.0211	0.0019	12	1
<b>AC 33-1</b>	ap9	5.66	11.510	44.1661	2.5101	0.7121	0.0234	0.0028	18	1
<b>AC 33-1</b>	ap10	10.86	1.46	28.5575	1.6174	0.7247	0.0244	0.0038	24	1
<b>AC 33-1</b>	ap11	15.42	1.206	51.5050	2.9283	0.7384	0.0316	0.0018	11	1
<b>AC 33-1</b>	ap12	10.08	1.74	22.8014	1.5044	0.7850	0.0225	0.0013	8	1

con los minerales que lo rodean.

- 4) Los valores analíticos de Pb y U medidos en los cristales de apatito, previamente a la datación, mediante láser ICP-MS, están por encima del límite de detección del aparato.

**Tabla III.29**

Dataciones *in-situ* de U-Pb en apatito mediante LA-ICP-MS.

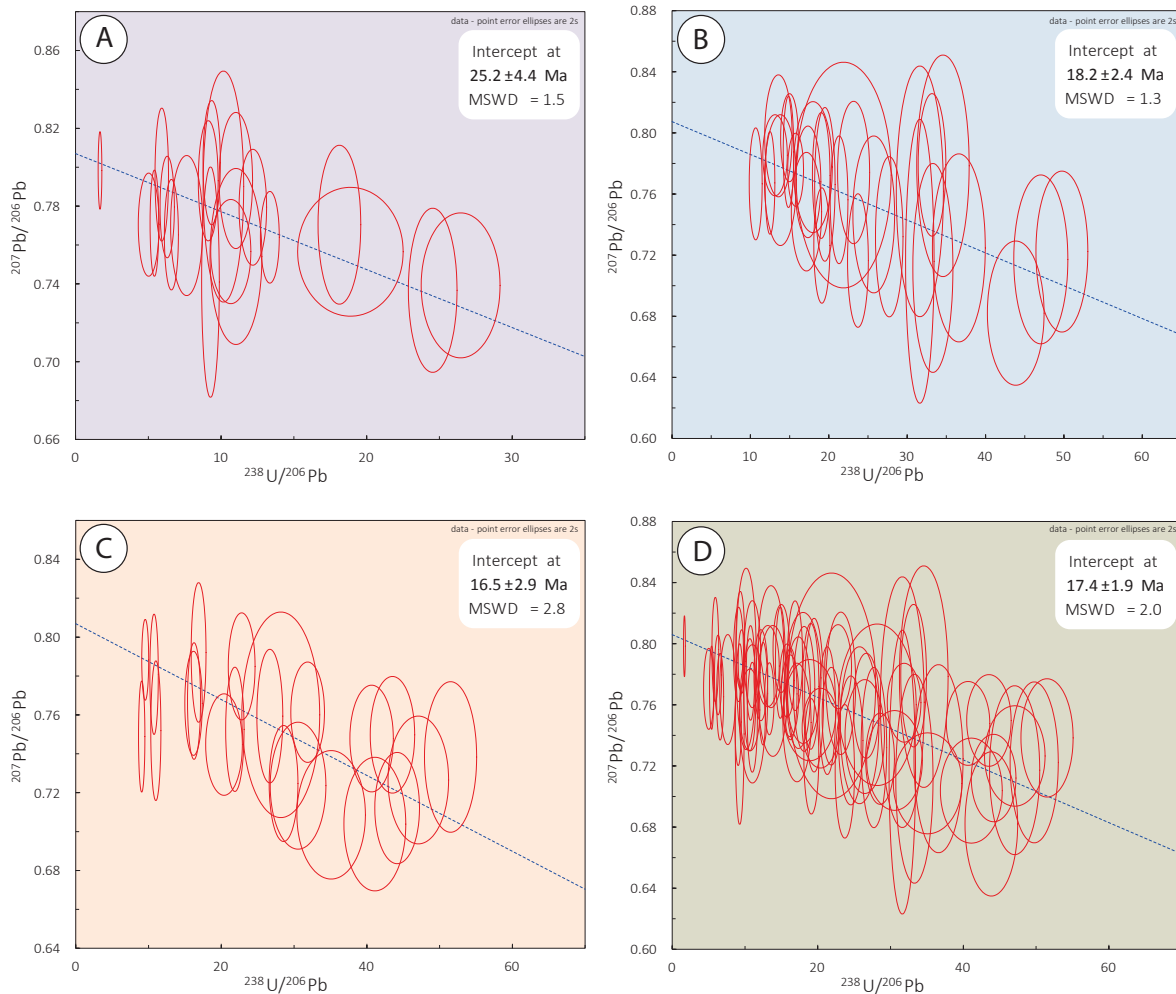
De este modo, se han realizado 84 análisis de U-Pb en apatito (Tabla III.29). Para las correcciones de Pb común se han introducido los valores de  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  obtenidos para la roca total, de forma que la composición del Pb común sea más próxima a la real que la asumida para 20 Ma por el modelo de Stacey y Kramers (1975) y, más ajustada que las obtenidas para los cristales individuales de plagioclasa, dada la problemática asociada que conlleva su amplio intervalo de variación y que se ha discutido en la sección III.6. Por tanto, los diagramas *Tera-Wasserburg* que se presentan en la figura III.62, han sido anclados a un valor de Pb común de  $0.80741 \pm 0.001$  (media de los valores obtenidos en roca total). Los valores que no intersectaban la línea del Pb común fueron desechados junto con análisis cuyos valores de edad carecían de sentido geológico, es decir, edades negativas o edades con errores mayores a la propia edad obtenida, las cuales se atribuyen a error instrumental durante el procedimiento analítico.

En las muestras de melanogabro olivínico de la intrusión de Los Molinos, se realizaron un total de 23 análisis, de los cuales 4 fueron desechados. La edad de intersección en el diagrama *Tera-Wasserburg* corresponde a  $25.2 \pm 4.4$  Ma (figura III.62A), con una desviación estándar media ponderada (*Mean Standard Weighted Deviation* o MSWD) de 1.5.

En las muestras de gabro s.s. se realizaron 36 análisis, de los cuales 8 fueron desechados. La edad de intersección en el diagrama *Tera-Wasserburg* corresponde a  $18.2 \pm 2.4$  Ma, con un MSWD de 1.3 (figura III.62B).

En las muestras de leucogabro se realizaron 23 análisis, de los cuales 2 fueron desechados. La edad de intersección en el diagrama *Tera-Wasserburg* corresponde a  $16.5 \pm 2.9$  Ma, con un MSWD de 2.8 (figura III.62C).





**Figura III.62**  
Diagramas de *Tera-Wasserburg* para las facies gabroicas de la intrusión de Los Molinos. A) Facies de melanogabros olivínicos. B) Facies de gabros s.s. C) Facies de leucogabros. D) Diagrama común para todas las facies de la intrusión.

Finalmente, se agruparon todos los análisis en un mismo diagrama *Tera-Wasserburg* (figura III.62D). Para ellos, la edad de intersección es de  $17.4 \pm 1.9$  Ma y un MSWD de 2.0.

El intervalo de edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenidas para cada análisis, desde 5 a 62 Ma, debe ser debido a la movilidad que presentan tanto Pb como U en sistemas fluidos. Elementos con grandes radios y potenciales iónicos, entre ellos el Pb, son generalmente móviles en este tipo de sistemas, mientras que elementos con bajo radio iónico y moderado potencial iónico son generalmente inmóviles, como es el caso del U (Weaver, 1991). Sin embargo, la solubilidad del U depende en gran medida de su estado de oxidación, de tal modo que en sistemas oxidados, donde el U tiene una valencia 6+, éste puede formar complejos solubles (Weaver, 1991). De este modo, un sistema hidrotermal generado por el propio enfriamiento de la intrusión, puede alterar las relaciones U/Pb en el apatito, el cual, además, presenta temperaturas de bloqueo de entre 450-550 °C (Chamberlain and Bowring, 2000; Schoene and Bowring, 2007; Chew *et al.*, 2011), por lo que el sistema U-Pb puede continuar abierto una vez instaurada la circulación hidrotermal. Norton y Taylor (1979) consideran que las reacciones entre un fluido hidrotermal y una

Muestra	Material analizado	Edad (Ma)	Ar-40 (*) ( $\text{ssc/g} \times 10^{-3}$ )	% Ar-40 (*)	% K
AC 10-1	Biotita	<b>14.8 ± 0.5</b>	0.364	63	6.23
			0.358	40.6	6.23

intrusión ocurren en un amplio intervalo de temperaturas, de entre 1000 y 200 °C, pero que más del 75 % de los fluidos en circulación tienen una temperatura superior a los 480 °C. Esta última consideración, junto con que las relaciones petrográficas observadas, que indican que el apatito empezó a formarse bien avanzada la cristalización de la intrusión, hacen que las edades obtenidas deban estar referidas a los últimos estadios de cristalización de la intrusión de Los Molinos.

**Tabla III.30**

Edad K-Ar en mica separada de un leucogabro de la intrusión de Los Molinos.

Las edades obtenidas en las tres facies principales de gabros que forman la intrusión, melanogabros olivínicos, gabros s.s. y leucogabros, a pesar de los errores en cada una de ellas, son coherentes con la secuencia de enfriamiento obtenida en el modelo petrogenético, es decir, son algo más antiguas para los melanogabros olivínicos y más jóvenes para los leucogabros. De este modo, la edad U-Pb obtenida en todo el conjunto de facies ( $17.4 \pm 1.9$  Ma), representa la edad media de cristalización para el apatito en toda la intrusión de Los Molinos.

Por otro lado, la edad K-Ar (Tabla III.30) se realizó en las micas separadas de la muestra de leucogabro AC 10-1, del sector de Morro Negro, la cual, como se comentó en la sección III.6.1, no presenta signos de alteración. La edad obtenida para esta mica es de  $14.8 \pm 0.5$  Ma y debe representar la última etapa de enfriamiento, puesto que, como indican las relaciones texturales en esta facies, la mica es el último mineral en la secuencia de cristalización. Considerando que la temperatura de bloqueo de una biotita suele encontrarse alrededor de los 373°C (Faure y Mensing, 2005), la diferencia entre esta temperatura y la de bloqueo del apatito (450-550°C, Chamberlain and Bowring, 2000; Schoene and Bowring, 2007; Chew *et al.*, 2011) es de 77-177°C aproximadamente. Si tomamos esa diferencia de temperatura entre la diferencia de edades U-Pb y K-Ar (2.6 Ma) obtendríamos un gradiente de enfriamiento estimado entre unos 40-70°C por millón de años, para las últimas etapas de cristalización de la intrusión, que es coherente también con la baja profundidad de emplazamiento de la intrusión de Los Molinos.

Finalmente, estas edades de 17.4 – 14.8 Ma, son claramente más jóvenes que el enjambre de prácticamente 100 % diques (con esquistos de roca volcánica, a veces submarina y a veces de transición a subaérea), datado entre los 29 y 22 Ma (Ibarrola *et al.*, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2006) en el área de Los Molinos. Por tanto, las edades obtenidas encajan también con el hecho de que este enjambre de diques constituya el encajante de la intrusión de Los Molinos.



# IV

## **MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS DIQUES DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS**

**IV.1.- INTRODUCCIÓN**

**IV.2.- PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES**

**IV.3.-QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES**

**IV.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL**

**IV.5.- GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS**

**IV.6.- RELACIÓN ENTRE LOS DIQUES Y LAS FACIES DE GABROS EN LA  
INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS**





## IV.1.- INTRODUCCIÓN

Una vez conocidos los procesos y mecanismos de cristalización que han dado lugar a las distintas facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos, la edad de las mismas y las características del área fuente de la que proceden, se presentan a continuación los resultados obtenidos para los diques que aparecen cortando tanto a las facies de gabros y venas félsicas como a las brechas que afloran en distintos puntos de la intrusión. Sobre estos diques, se han realizado estudios petrográficos, mineralógicos y geoquímicos con el fin de determinar si están o no relacionados genéticamente con los gabros, así como poder establecer qué procesos les han dado lugar y si proceden de un área fuente común a la de la intrusión.

En el capítulo II, se distinguieron varios grupos o conjuntos de diques, así como las relaciones de corte entre ellos. El primer grupo corresponde a: diques basálticos porfídicos, diques microgranudos micáceos y diques máficos afaníticos. Estos tres tipos de diques son más frecuentes en las partes bajas de ambos sectores de la intrusión, presentan relaciones de campo muy estrechas con los gabros y suelen estar cortados por las venas félsicas, por lo que en principio, deberían tener composiciones afines a las de las rocas granudas. Este primer conjunto está cortado por un segundo grupo de diques que siempre se inyectan en el orden: traquibasalto, basalto plagioclásico y traquita, orden que se estableció por sus relaciones de corte respectivas en el campo. Este segundo grupo es más abundante hacia las partes altas de la intrusión y aumenta de potencia en los tipos de basalto plagioclásico y en las traquitas, en el sector de Morro Negro.

Las traquitas presentan distintos tipos de relaciones de corte con los gabros, que dan idea de que existen al menos dos momentos de emplazamiento de las mismas: uno, claramente posterior a los gabros (por la presencia de bordes enfriados) y otro que podría haber sido más contemporáneo con ellos. Asimismo, ambos tipos de traquitas aparecen a veces cortadas por diques máficos afaníticos que pertenecerían a un tercer evento de inyección filoniana.

A su vez, las brechas que aparecen en el sector de Molinos están atravesadas por: 1) diques traquibasálticos que presentan bordes enfriados con ellas y 2) diques y *sills* de potencia métrica, continuidad lateral importante y composición basáltica con textura porfídica, en la que destacan grandes cristales de olivino y piroxeno.

La secuencia de corte observada parece relacionarse, al menos en el primer y segundo grupo de diques, con un progresivo cambio de composición de máfica a félsica.

## IV.2.- PETROGRAFÍA Y RELACIONES TEXTURALES

La composición modal de estos diques se muestra en la Tabla IV.1.

Muestra	Sector	Clasf.	Feno.	Pl	Cpx	Ol	Amp	Opq	Bt	Afs	Matriz	Pl	Cpx	Ol	Amp	Opq	Bt	Ap	Afs	Spn	Zrn	Vidrio o matriz criptocristalina	Vesículas	Otros
<b>Diques basálticos porfídicos</b>																								
AC 5-6	MN	BP-CP	30.9	39.6	60.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	69.0	37.1	29.4	0.0	0.0	18.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.4
AC 18-2	MN	BP-C	29.4	3.1	96.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.9	14.4	3.4	0.0	28.7	27.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.9
AC 80-1	MN	BP-PP	34.3	95.0	1.3	2.1	0.0	1.6	0.0	0.0	65.7	33.1	9.4	0.0	4.6	17.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
AC 29-1	MO	BP-PC	29.8	46.6	42.6	0.0	0.0	10.7	0.0	0.0	70.2	31.5	0.0	0.0	48.1	20.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC 33-2	MO	BP-OCF	32.7	18.0	22.0	59.9	0.0	0.0	0.0	0.0	67.3	50.1	0.0	0.0	0.0	29.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.0
AC 145a-2	MO	BP-C	20.8	0.0	98.9	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	79.2	56.9	0.9	0.0	17.9	19.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.1
AC 133-1	MO	BP-CO	11.8	0.0	64.4	32.2	0.0	3.4	0.0	0.0	88.2	49.7	37.9	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5
<b>Diques microgranudos micáceos</b>																								
AC 124-2	MN	Mcg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	56.4	23.7	0.0	0.0	6.9	11.2	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
AC 124-4	MN	Mcg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.7	16.7	0.0	0.0	15.7	16.6	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1
<b>Diques máficos afaníticos</b>																								
Microfenocristales																								
AC 5-5	MN	BmP-PC	6.7	81.1	18.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	93.3	43.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	56.1	0.0	0.0
AC 18-3	MN	BmP-PC	9.8	64.5	19.4	0.0	0.0	16.1	0.0	0.0	90.2	33.3	30.0	0.0	0.0	36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AC 23-4	MO	BmP-PC	11.7	76.9	23.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	88.3	40.0	29.2	0.0	0.0	30.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Diques de traquibasalto</b>																								
AC 16-1	MN	TBP	2.8	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.2	47.5	0.0	0.0	0.0	27.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.8*	0.0
AC 16-2	MN	TBP	37.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	62.6	46.3	0.0	0.0	0.0	39.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.9*	0.0
AC 62-1	MN	TB	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	63.6	8.4	0.0	1.3	25.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3
AC 72-2	MO	TBP	3.4	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	83.9	31.4	0.0	0.0	1.3	26.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	28.0	12.7	0.0
AC 73-2	MO	TB	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	66.3	18.7	0.0	0.0	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1*	0.0
<b>Diques de basalto plagioclásico</b>																								
AC 18-1	MN	BPlg	29.0	94.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	71.0	33.8	19.2	0.0	0.0	36.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0
AC 58-2	MN	BPlg	34.2	87.9	0.0	9.5	0.0	2.6	0.0	0.0	65.8	25.6	20.9	0.0	0.0	51.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3
AC 105-1	MN	BPlg	57.7	98.2	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	42.3	0.0	42.1	0.0	0.0	38.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.0*	0.0
AC 35-2	MO	BPlg	18.7	97.4	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	81.3	36.5	25.0	0.0	0.0	34.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8
AC 74-3	MO	BPlg	12.8	93.8	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	0.0	87.2	47.3	0.0	0.0	0.0	39.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.5
<b>Diques de traquita</b>																								
AC 104-1	MN	T	16.1	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	97.9	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	11.2	0.0	0.0	83.8	0.1	0.0	0.0	0.0	4.1
AC 67-1	MN	T	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	98.8	95.2	0.0	0.0	0.0	0.0	22.1	0.0	0.0	60.6	0.0	0.0	0.0	0.0	17.3
AC 108-1	MN	T	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.7	0.0	0.0	72.2	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1
AC 78-3	MN	Ms	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.2	2.1	0.0	0.0	7.3	1.1	0.4	76.9	0.0	0.3	0.0	0.0	1.7
AC 129-1	MN	T (pitón)	20.5	89.8	0.0	0.0	0.3	0.0	1.9	0.0	79.5	15.8	0.0	0.0	0.0	14.0	4.2	0.1	63.6	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3
AC 111-1	MO	Ms	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.7	0.0	0.0	88.5	0.6	0.0	0.0	0.0	1.8
AC 113-1	MO	T	13.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	0.0	0.0	77.1	0.0	0.0	0.0	0.0	17.6
<b>Diques máficos afaníticos que cortan a las traquitas</b>																								
AC 124-1	MN	TB-anf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	38.7	7.1	0.0	28.4	18.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2
AC 81-1	MN	TB-anf	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	34.1	0.0	0.0	50.0	13.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3
AC 133-2	MO	TB-P-anf	7.2	0.0	78.3	0.0	0.0	21.7	0.0	0.0	92.8	43.8	19.4	0.0	21.5	10.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7
<b>Diques que cortan a brecha</b>																								
AC 99-2	MO	TB-P-anf	10.5	31.8	9.1	0.0	56.5	2.6	0.0	0.0	89.5	41.2	1.6	0.0	23.5	27.8	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8
AC 100-1	MO	BP-OC	36.5	0.0	28.3	72.8	0.0	0.0	0.0	0.0	63.5	49.3	32.7	0.0	0.0	9.7	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7
AC 100-3	MO	BP-OC	18.4	0.0	18.5	81.5	0.0	0.0	0.0	0.0	81.6	41.2	44.9	0.0	0.0	8.6	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
AC 100-4	MO	B-OC (1)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	31.2	41.2	20.9	0.0	4.8	0.9	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8
AC 148-1	MO	BP-OC	12.2	0.0	37.1	61.1	0.0	1.8	0.0	0.0	87.8	41.2	31.3	0.0	0.0	23.4	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1
AC 152-1	MO	BP-OC	48.9	0.0	48.8	48.6	0.0	2.7	0.0	0.0	51.1	55.5	21.1	0.0	0.0	18.7	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3

Feno: Fenocristales; Pl: Plagioclasa; Cpx: clinopiroxeno; Ol: olivino; Amp: anfíbol; Opq: Minerales opacos; Bt: biotita; Afs: feldespatos alcalinos; Ap: apatito; Spn: esfena; Zrn: circón  
Otros: Minerales secundarios (clorita, iddingsita, sericita, calcita, epidota)  
MN: Morro Negro; MO: Molinos  
\* Vesículas rellenas de carbonato (amígdalas)  
BP = Basalto porfídico; las iniciales siguientes indican los tipos de fenocristales más abundantes en orden decreciente. C = Clinopiroxeno; P = Plagioclasa; O = Olivino  
Mcg = Microgabro  
BmP = Basalto microporfídico; las iniciales siguientes indican los tipos de fenocristales más abundantes en orden decreciente. C = Clinopiroxeno; P = Plagioclasa  
TB-P = Traquibasalto porfídico; TB = Traquibasalto; BPlg = Basalto plagioclásico  
T = Traquita; Ms = Microsienita  
TB-anf = Traquibasalto anfibólico; TB-P anf = Traquibasalto porfídico anfibólico  
(1) = Borde enfriado de sill

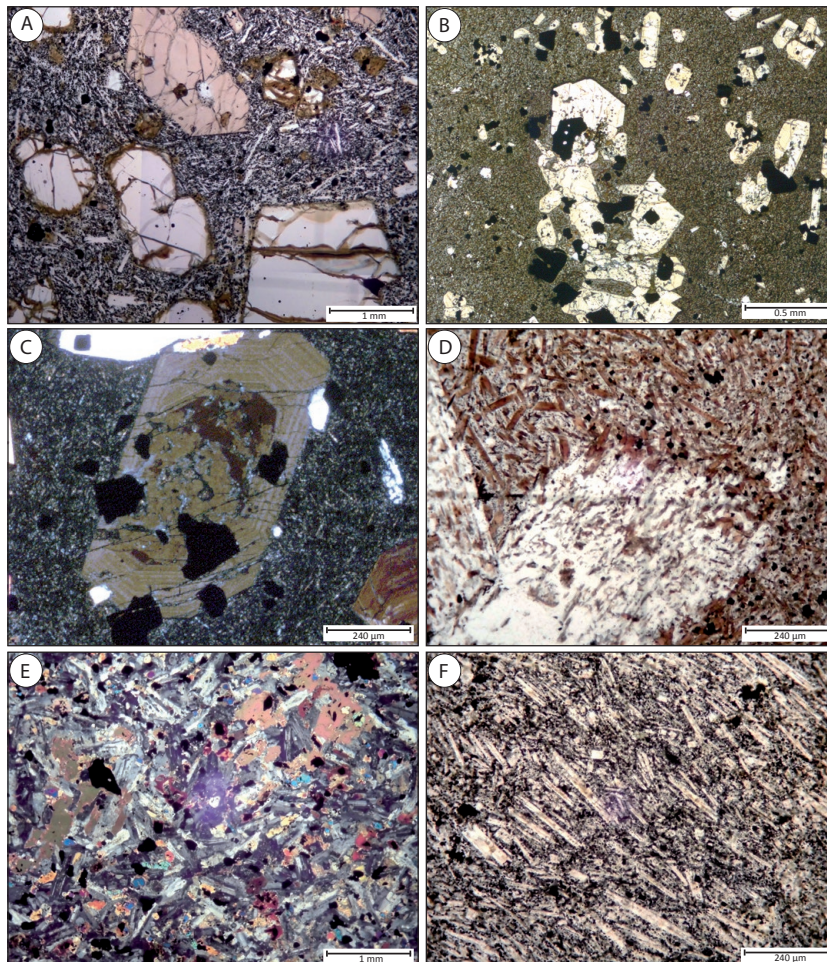
Tabla IV.1. Análisis modales para los diques de la intrusión de Los Molinos.

### IV.2.1. GRUPO 1: DIQUES BASÁLTICOS PORFÍDICOS

Dentro de los diques del primer conjunto, los tipos porfídicos presentan cantidades de fenocristales desde moderadas (12 %) hasta altas (34 %). Estos fenocristales suelen ser principalmente de clinopiroxeno en ambos sectores, aunque algunas muestras contienen importantes cantidades de plagioclasa o de olivino (Tabla IV.1). El carácter porfídico es muy acusado, con tamaños de fenocristales normalmente entre 1 y 4 mm (Fig. IV.1A), que en ocasiones pueden llegar a alcanzar 5-7 mm. Sólo en una muestra del sector de Molinos AC 29-1, los fenocristales de clinopiroxeno presentan textura seriada, con tamaños que varían progresivamente desde 2.5 hasta 0.2 mm (Fig. IV.1B).

Las matrices de estos diques porfídicos son microcristalinas, normalmente de tamaño de grano muy fino (0.2-0.3 mm) a fino (0.5-0.6 mm) y ocasionalmente, casi criptocristalinas (alrededor de 0.05 mm de tamaño medio). Están compuestas por una alta cantidad de plagioclasa, o bien con clinopiroxeno y minerales opacos o bien con clinopiroxeno accesorio y abundante anfíbol (Tabla IV.I).

Los fenocristales de clinopiroxeno presentan un zonado muy marcado, con núcleos anchos, incoloros o rosa pálido y con frecuencia de



**Figura IV.1**

A, B y C: Texturas y mineralogías más representativas de los diques basálticos porfídicos y dique del grupo 1. A) Fenocristales de olivino y clinopiroxeno envueltos en una matriz de grano fino compuesta principalmente por plagioclasa y opacos. B) Fenocristales de clinopiroxeno con textura seriada. C) Fenocristal de clinopiroxeno con zonado oscilatorio y núcleo corroído. D) Detalle del borde de un fenocristal de plagioclasa en reacción con la matriz anfibólica. E) Textura equigranular con placas de mica biotita de los diques microgranudos micáceos. F) Textura fluidal de los diques máficos afaníticos.

morfología irregular (corroídos) rodeados por una zona de borde más estrecha, euhedral y de color rosa intenso con pleocroísmo. En muchas muestras predomina en estos fenocristales de gran tamaño, un zonado de tipo oscilatorio (Fig. IV.1C) con alternancia de ambos tipos de zonas y sólo ocasionalmente aparece algún fenocristal con zonado de tipo sectorial. El olivino, presenta hábito subhedral redondeado y aparentemente no se encuentra zonado. En algunas muestras aparece fuertemente cloritizado.

Los fenocristales de plagioclasa, sin embargo, presentan texturas más variadas. En las muestras del sector de Morro Negro, aparecen en prismas cortos (tabulares), a veces con zonado oscilatorio. En las muestras del sector de Molinos presentan hábitos prismáticos con alta relación longitud/anchura que forman, o bien microfenocristales con un leve zonado concéntrico, en rocas cuya matriz presenta textura fluidal grosera (muestra AC 33-2), o bien agregados de prismas de gran tamaño (hasta 7 mm de dimensión mayor) con una corona de alteración en su contacto con la matriz (muestra AC 29-1, Fig. IV.1D).

Los minerales de la matriz suelen ser de hábito prismático (plagioclasas y clinopiroxenos) o prismático a acicular en el caso del anfíbol. Los clinopiroxenos presentan las mismas características de color, pleocroísmo y zonado que los fenocristales, y el anfíbol es de color marrón rojizo y sin zonar.

#### **IV.2.2. GRUPO 1: DIQUES MICROGRANUDOS MICÁCEOS**

Este tipo de diques (Fig. IV.1E) es muy poco numeroso y sólo se ha observado en el sector de Morro Negro, asociado a melanogabros-gabros olivínicos. Son de textura aproximadamente equigranular, de tamaño de grano algo más grueso que los de las matrices de diques basálticos porfídicos (0.4-0.7 mm). Destaca en ella la abundancia de placas anhedrales de mica rojiza, fuertemente pleocroica, que ocasionalmente contienen algún cristal acicular de apatito. El resto de estos diques está formado por plagioclasa abundante, clinopiroxeno y minerales opacos. La plagioclasa aparece en prismas con zonado concéntrico. El clinopiroxeno es de hábito redondeado y casi incoloro, y los minerales opacos, a veces forman agregados con él y a veces se encuentran como cristales aislados rodeados por mica.

#### **IV.2.3. GRUPO 1: DIQUES MÁFICOS AFANÍTICOS**

En las partes bajas del sector de Morro Negro, los diques máficos afaníticos son en realidad microporfídicos, formados por muy pequeño porcentaje (6 %) de microfenocristales (0.3 a 0.9 mm) de plagioclasa, con algo de clinopiroxeno y anfíbol, en una matriz de acículas de plagioclasa con textura fluidal (Fig. IV.1D), rodeadas por una masa



marrón oscura que podría corresponder a una parte criptocristalina o vítrea, pero que se encuentra muy alterada.

En el sector de Molinos, los diques equivalentes son de grano algo más grueso, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno de unos 2 mm, en matriz de textura equigranular de grano fino, formada por plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol y minerales opacos. El grado de alteración de estos diques es también alto.

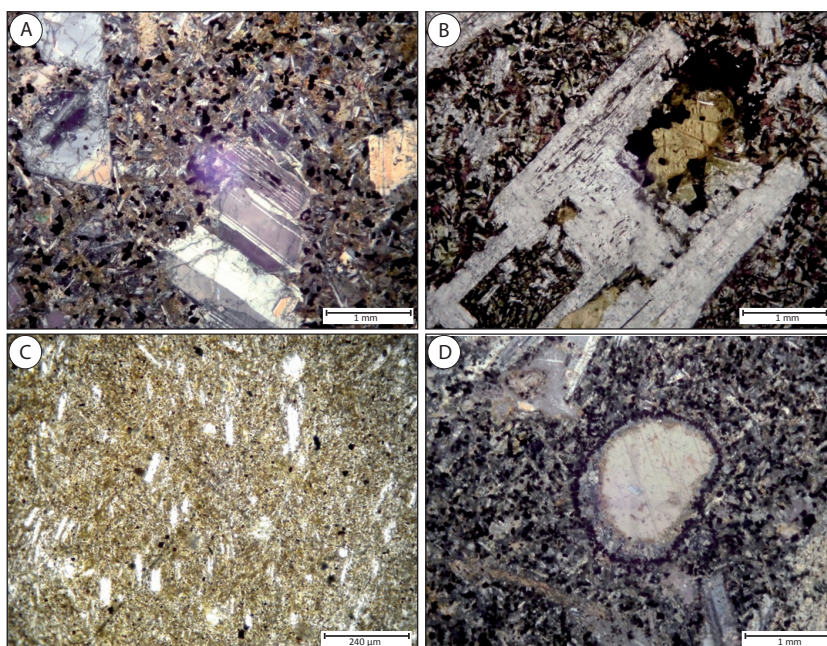
Este tipo de diques parece ser de composición aproximadamente equivalente a la de los diques basálticos porfídicos y enfriamiento más rápido.

#### IV.2.4. GRUPO 2: DIQUES DE TRAQUIBASALTO

Los diques de traquibasalto presentan a veces textura porfídica y con mayor frecuencia textura afanítica. En el primer caso, contienen fenocristales de entre 1 y 2.5 mm, exclusivamente de plagioclasa (Fig. IV.2A), en una matriz microcristalina, de tamaño 0.2-0.3 mm, constituida también por plagioclasa y minerales opacos, ocasionalmente con clinopiroxeno accesorio y anfíbol escaso. Cuando son afaníticos, la textura es fluidal muy marcada, con diminutas plagioclasas aciculares y abundantes vesículas también orientadas y estiradas. Ocasionalmente aparece algún cristal de anfíbol con inclusiones de apatito.

#### IV.2.5. GRUPO 2: DIQUES DE BASALTO PLAGIOCLÁSICO

Los diques de basalto plagioclásico presentan características muy



**Figura IV.2**

A) Dique de traquibasalto con textura porfídica con fenocristales de plagioclasa envueltos en una matriz rica en plagioclasa y anfíbol. B) Dique de basalto plagioclásico con fenocristales de plagioclasa y olivinos alterados. C) Matriz de los diques traquibasálticos con prismas orientados de plagioclasa. D) Vesícula de morfología redondeada con relleno de calcita.



uniformes en ambos sectores de la intrusión de Los Molinos. Tienen una textura fuertemente porfídica, con grandes fenocristales de plagioclasa (2 mm hasta 1 cm) de euhedrales a subhedrales, que con frecuencia forman agregados con cristales de olivino euhedral, de 1-2 mm, pero completamente alterado a iddingsita o serpentina y reemplazado en algunos puntos por calcita también secundaria (Fig. IV.2B). En algunas muestras el olivino, aparece sin embargo en microfenocristales aislados (de unos 0.5 mm de dimensión mayor), pero con la misma alteración descrita.

Las matrices de estos diques son casi siempre microcristalinas de grano fino (unos 0.3 mm de tamaño medio), y están formadas por pequeños prismas de plagioclasa (Fig. IV.2C), gran cantidad de minerales opacos y diminutos cristales de clinopiroxeno de color rosa muy intenso, pleocroicos. Algunas muestras (AC 105-1) presentan un pequeño número de vesículas, de morfología redonda y 2 mm de diámetro, rellenas de calcita (Fig. IV.2D).

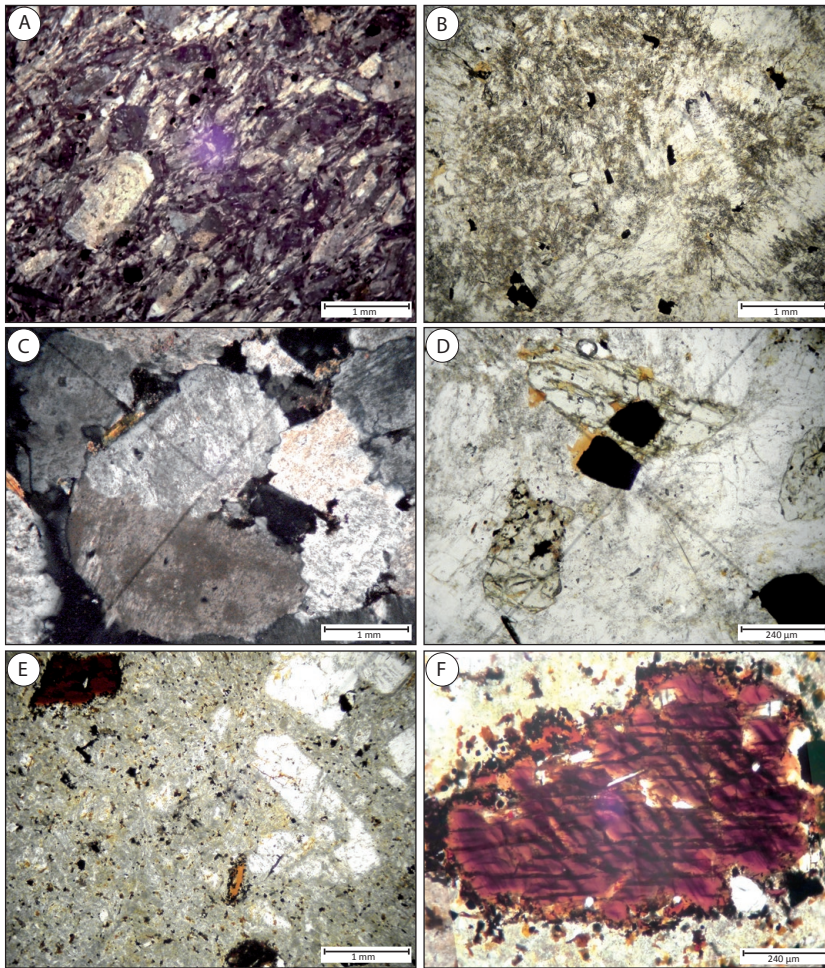
En conjunto, estos diques parecen constituir una facies más gruesa de los diques de traquibasalto arriba descritos.

#### IV.2.6. GRUPO 2: DIQUES DE TRAQUITA

Como ya se comentó en el capítulo II, las traquitas son más abundantes en el sector de Morro Negro que en el de Molinos, aunque aparecen en ambos. En el primero, forman parte tanto de diques aislados de dimensiones discretas (0.5 -1 m de potencia), como de enjambres de diques (punto 108) e incluso de pequeños pitones (punto 129). En el sector de Molinos, sin embargo, aparecen sólo como diques aislados y ocasionalmente formando cuerpos tipo *sill*.

Las texturas de los diques son en general de tipo porfídico (Fig. IV.3A), aunque con un porcentaje de fenocristales de bajo a moderado (5-20 %). Composicionalmente, los fenocristales son de feldespatos alcalinos de 1-2 mm y hábito subhedral, que por lo general presentan pertitas de grano fino en forma de venas (Fig. IV.4B). En algunas muestras aparecen escasos fenocristales de mica biotita, con hábito anhedral y alterada, con zonas de oxidación sobre todo en los bordes. Los minerales opacos, siempre presentes y de hábito también subhedral, a veces son de tamaño algo mayor que la matriz, constituyendo microfenocristales. Las matrices son en todos los casos microcristalinas, con textura fluidal marcada por pequeños prismas alargados de feldespatos alcalinos y ocasionalmente, esfena accesorio. Los tamaños de grano de estas matrices suelen encontrarse entre 0.3 y 0.4 mm.

Algunos diques presentan una textura aproximadamente equigranular, más granuda, con tamaños de grano próximos a 1 mm y se podrían considerar microsienitas. Están formados en una alta proporción tanto por prismas de plagioclasa rodeados por feldespatos potásicos

**Figura IV.3**

Texturas y mineralogías más representativas de los diques traquíticos. A) Textura porfídica con textura fluidal de la matriz. B) Textura general de diques de microsienita, formados principalmente por grandes cristales de feldespato alcalino, normalmente peritizados, y opacos. C) Agregado de clinopiroxeno, opacos y mica en dique de microsienita del sector de Morro Negro. D) Detalle de cristales de feldespato alcalino peritizados. E) Textura porfídica, formada por fenocristales de anortoclasa y mica biotita, en una matriz compuesta por feldespato alcalino, minerales opacos y mica (muestra AC 129-1, correspondiente al pitón traquítico que aflora en el sector de Morro Negro. F) Fenocristal de anfíbol rodeado por minerales opacos y con pequeños cristales de apatito incluido.

como por prismas de este último, de tamaño algo menor y macla de dos individuos (Fig. IV.3C). Los minerales opacos son de tamaño menor que los feldespatos, pero de hábito subhedral y relativamente abundantes. Como accesorios aparecen algo de clinopiroxeno (Fig. IV.3D), redondeado y prácticamente incoloro, sin zonar, mica biotita, apatito en ocasionales prismas euhedrales y zircón diminuto.

La muestra correspondiente al pitón que aflora en el sector de Morro Negro presenta una textura fuertemente porfídica (Fig. IV.3E), con fenocristales euhedrales a subhedrales, de hasta 3 mm de dimensión mayor, de plagioclasa. También aparecen fenocristales de biotita, con tamaños desde 0.5 hasta 1.8 mm y de anfíbol (0.6 a 2.52 mm), que incluye diminutos cristales de apatito (Fig. IV.3F). Tanto este último como la mica están rodeados de minerales opacos y el anfíbol además presenta lamelas de oxidación según los planos de exfoliación. La matriz es también de textura fluidal, aunque grosera y está compuesta por la misma mineralogía que forma los fenocristales, exceptuando el anfíbol y con feldespato potásico además de plagioclasa.

#### IV.2.7. GRUPO 3: DIQUES MÁFICOS AFANÍTICOS QUE CORTAN A LAS TRAQUITAS

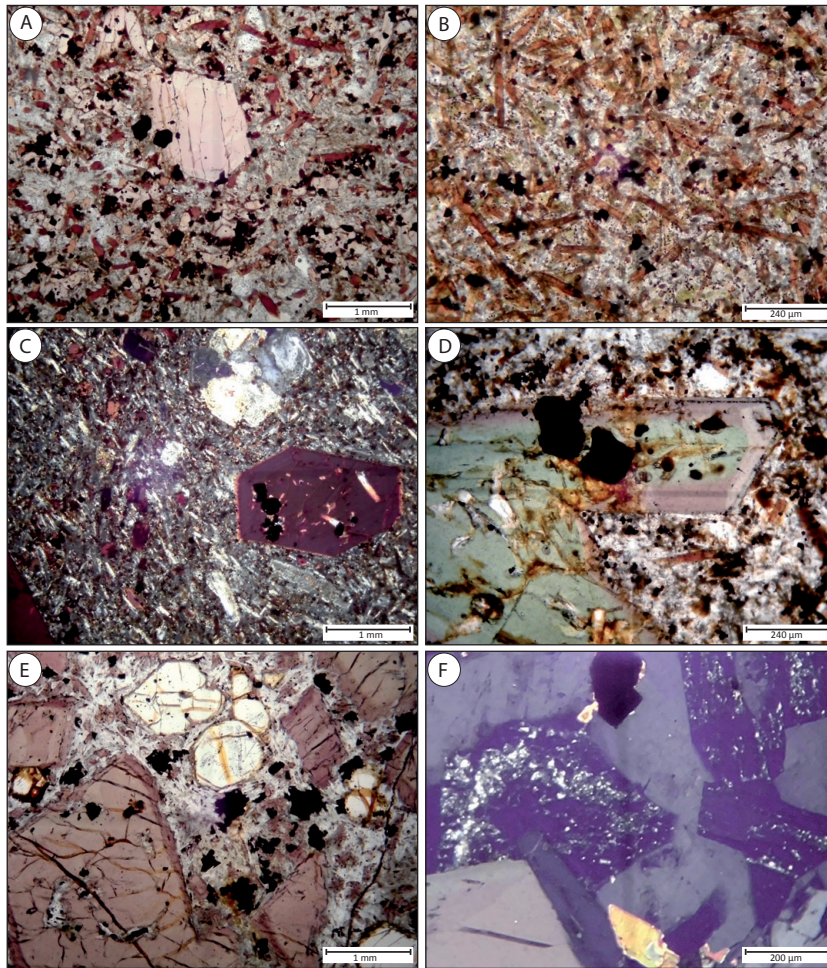
Estos diques, afaníticos en campo, son de textura microcristalina, equigranular, de grano muy fino (0.04-0.2 mm). Están constituidos por una abundante cantidad de anfíbol y plagioclasa, de hábito subhedral en ambos casos, y con morfologías prismáticas para la plagioclasa y aciculares para el anfíbol. El resto de minerales incluye opacos subordinados, sin clinopiroxeno. Sólo una muestra presenta textura débilmente porfídica (Fig. IV.4A), con un 7 % de fenocristales de 1 mm de tamaño, formados por clinopiroxeno euhedral y minerales opacos. El clinopiroxeno presenta color rosa y zonados oscilatorios o sectoriales. La matriz (Fig. IV.4B) tiene un tamaño entre 0.4 y 0.6 mm, y está formada por anfíbol acicular abundante, clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos. Se les ha clasificado en conjunto como traquibasaltos anfibólicos.

#### IV.2.8. GRUPO 4: DIQUES QUE CORTAN A LAS BRECHAS

Entre los diques que cortan a las brechas existe un primer tipo de diques de traquibasilto anfibólico, que presenta textura porfídica (Fig. IV.4C), con un porcentaje de fenocristales relativamente pequeño (alrededor del 10 %). Estos fenocristales son sobre todo de anfíbol, aunque la plagioclasa también es abundante. En cantidad más subordinada aparecen clinopiroxeno y minerales opacos, que suelen formar agregados. Plagioclasa y anfíbol son de gran tamaño (2 a 4 mm), mientras que clinopiroxeno y minerales opacos suelen medir 1-2 mm de dimensión máxima. La matriz de estos diques es microcristalina, con un tamaño de grano de 0.2-0.4 mm y de textura fluidal grosera marcada por los prismas de plagioclasa, más abundante que anfíbol. El resto de minerales constituyentes son, al igual que en los fenocristales, clinopiroxeno, minerales opacos y escasos cristales de apatito. Los fenocristales de anfíbol presentan zonado concéntrico, con núcleos de color verdoso y una fina zona de borde de color marrón rojizo. A su vez, el clinopiroxeno presenta: cristales de color rosado, cristales de color verde claro y cristales con zonas centrales verdes y zonas de borde rosas (Fig. IV.4D). Este tipo de clinopiroxenos es frecuente en rocas de la serie fuertemente alcalina, ricas en anfíbol como las que se describen en la intrusión de Montaña Blanca-Milocho (de Ignacio, 2008), por lo que es probable que estos diques tardíos correspondan a composiciones más alcalinas que las observadas en los diques más estrechamente relacionados con los gabros de la intrusión de Los Molinos.

Además de los diques anteriores, la brecha de Salinas está atravesada por diques y *sills* de textura porfídica, con una cantidad de fenocristales importante, del 12 al 37% modal, que puede llegar a ser extrema (49 % en volumen, muestra AC 152-1, Fig. IV.4E). La composición de estos



**Figura IV.4**

A) Textura débilmente porfídica de un dique de traquibasalto anfibólico del grupo 3. B) Matriz rica en anfíboles aciculares de los diques traquibasálticos del grupo 3. C) Textura porfídica con fenocristales de anfíbol y plagioclasa de los diques del grupo 4. D) Fenocristal de clinopiroxeno con núcleo verde y borde rosado de los diques del grupo 4. E) Fenocristales de clinopiroxeno y olivino en los *sills* que cortan a la brecha de Salinas. F) Cristal alterado de nefelina en los *sills* que cortan a la brecha de Salinas.

fenocristales, a diferencia de la presente en los diques porfídicos del grupo 1, está fuertemente dominada por olivino, seguida en abundancia por clinopiroxeno y con minerales opacos accesorios, pero nunca incluye plagioclasa. La matriz de estos diques es microcristalina, pero de grano muy fino (0.06 a 0.1 mm de tamaño medio) y en las muestras que concentran mayor cantidad de fenocristales presenta una textura fluidal grosera marcada por el crecimiento de la plagioclasa adaptándose a los contornos de los fenocristales (muestra AC 152-1).

El muestreo de uno de los *sills* (muestras AC 100-3 y AC 100-4) permite comparar la textura y composición de las zonas de borde y centro. Las primeras (AC 100-4) presentan textura equigranular de grano fino (0.2 mm de tamaño medio) subofítica, con minerales opacos de hábito subhedral a anhedral, rodeados por mica biotita. Esta matriz contiene, además, prismas de apatito de hábito esquelético entre los cristales de plagioclasa y cristales de sección cuadrada en las zonas intersticiales, que parecen haber sido de nefelina (Fig. IV.4F). La parte central del *sill* es fuertemente porfídica, con matriz microcristalina pero de grano algo más grueso (0.3 mm). El clinopiroxeno presenta zonado oscilatorio con zonas de borde de color rosa intenso, y los minerales opacos se encuentran también rodeados por mica biotita. Algún cristal

de plagioclasa de tamaño superior a 1 mm presenta un ligero zonado concéntrico, mientras que el resto forma prismas alargados en los que sólo se aprecia el maclado. En las zonas intersticiales, nuevamente se aprecian lo que parecen cristales de antigua nefelina, completamente alterados. La presencia de estos cristales indicaría, como en el caso de los diques traquibasálticos arriba descritos, que estos diques basálticos porfídicos son de composición más alcalina que los del grupo 1, asociados a los gabros de la intrusión de Los Molinos.

### IV.3.- QUÍMICA MINERAL DE ELEMENTOS MAYORES

La composición química de los diferentes minerales que forman los diques se determinó, al igual que para las distintas facies de gabros y venas félsicas, mediante microsonda de electrones (ver capítulo I para metodología) y se presentan en el anexo IX.2.2 en el CD adjunto al manuscrito de este trabajo.

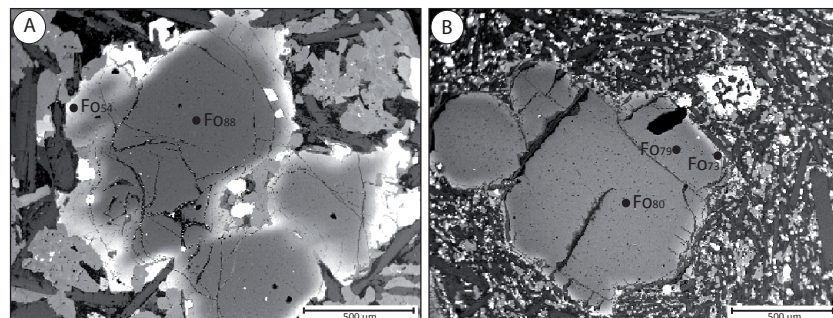
El cálculo de las fórmulas estructurales para cada mineral se realizó de manera similar a la ya explicada para los minerales pertenecientes a las facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas (sección III.3).

#### IV.3.1.- OLIVINO

El olivino aparece como fenocristal en los diques de basalto porfídico, tanto del grupo 1 (cortando a gabros) como del grupo 4 (cortando a brechas). Aunque en el microscopio óptico no presentan zonado, en imágenes BSE se observa cómo en ambos casos existe una fina zona de borde más brillante, de distinta composición (Fig. IV.5). En el olivino de los diques del grupo 1, los centros de cristal presentan composiciones de  $Fe_{83}$  a  $Fe_{75}$ , mientras que las zonas de borde varían entre  $Fe_{73}$  y  $Fe_{67}$  (Fig. IV.5A). Este intervalo composicional es muy similar al de los olivinos de la facies de melanogabro-gabro olivínico ( $Fe_{80}$  a  $Fe_{65}$  de centros a bordes de cristal, sección III.3.1.1).

Sin embargo, en los olivinos de diques de basalto porfídico del grupo 4, la variación es mucho más amplia, tanto en el contenido de forsterita de los centros de cristal, que puede alcanzar hasta  $Fe_{88}$ , como en el

**Figura IV.5**  
Imágenes BSE de olivinos pertenecientes a A), un dique basáltico porfídico del grupo 1 y, B) a un dique basáltico porfídico del grupo 4 de la intrusión de Los Molinos.





contenido de fayalita de las zonas de borde, que se encuentra entre  $Fe_{48}$  y  $Fe_{54}$ .

En ambos tipos de diques, las cantidades de  $Al_2O_3$  en el olivino están por debajo del límite de detección, o no superan el 0.06 % en peso. Sin embargo, las cantidades de CaO y MnO son más elevadas en los diques del grupo 4 (0.4-0.5 y 0.4-0.6 % en peso respectivamente) que en los del grupo 1 (0.2-0.3 % CaO y  $\leq 0.1$  % MnO). Los contenidos de CaO, superiores al 0.2 % en peso en ambos casos, indican que la cristalización del olivino se produjo a bajas presiones, siguiendo el criterio de Jurewicz y Watson (1988). Por este motivo, y al igual que en el caso de los gabros, se han calculado temperaturas de cristalización del olivino a partir del geotermómetro que proponen De Hoog et. al., (2010), para un intervalo de presiones entre 1 y 4 Kb. Las diferencias obtenidas entre las temperaturas mínimas y máximas calculadas para dicho intervalo de presión son de un promedio de 30 °C, encontrándose dentro del error establecido para este geotermómetro, que es de 32 °C.

Los resultados de la aplicación de este geotermómetro se muestran en la Tabla IV.2, donde se observa que las temperaturas obtenidas son menores para los fenocristales de los diques del grupo 1 (un promedio de 1000 °C) que para los diques del grupo 4 (un promedio de 1160 °C). Las primeras se encuentran acordes con las temperaturas de 967°C – 995°C calculadas para los melanogabros-gabros olivínicos del sector de Molinos, sector al que pertenece el dique del grupo 1 (muestra AC 33-2, Tabla IX.2.2).

#### IV.3.2.- CLINOPIROXENO

En todos los tipos de diques los clinopiroxenos analizados se clasifican principalmente como diópsidos y, en menor medida, como augitas (Fig. IV.6).

**Tabla IV.2**

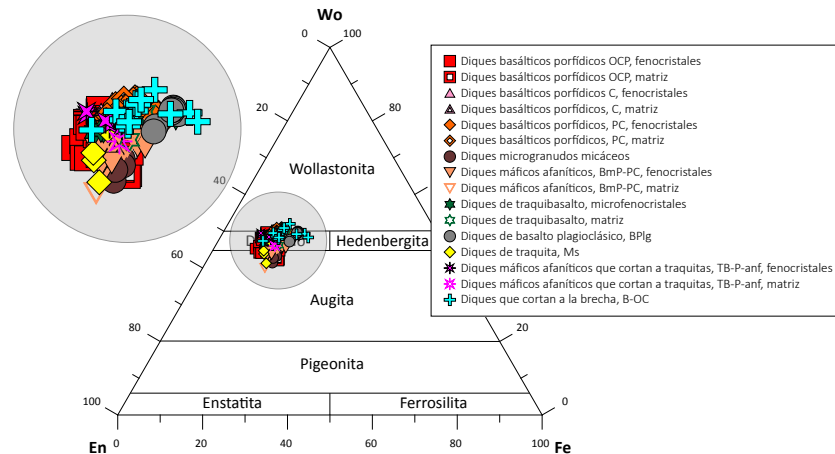
Temperaturas basadas en la cantidad de CaO en olivino (De Hoog, 2010).

Muestra	Sector	Clasificación	Análisis	Area del cristal	Fosfiterita	$T_{Ca-Ol}(1\text{ Kb})$	$T_{Ca-Ol}(4Kb)$
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	1	Centro	81.39	712.47	734.69
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	10	Centro	79.65	1051.12	1080.97
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	11	C-B	79.27	1031.36	1060.76
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	12	Borde	73.27	1091.96	1122.73
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	25	Borde	68.11	1062.70	1092.82
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	26	Centro	82.98	1031.36	1060.76
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	44	Borde	67.48	1108.89	1140.04
AC 33-2	Molinos	BP-OCP	45	Centro	75.18	1038.89	1068.46
AC 100-4	Molinos	B-OC	13	Centro	60.02	1168.31	1200.80
AC 100-4	Molinos	B-OC	14	Borde	48.25	1201.23	1234.46
AC 100-4	Molinos	B-OC	21	Borde	54.20	1180.55	1213.32
AC 100-4	Molinos	B-OC	22	Centro	70.03	1150.45	1182.54
AC 100-4	Molinos	B-OC	23	Borde	54.00	1197.75	1230.91
AC 100-4	Molinos	B-OC	24	Centro	88.02	1104.49	1135.54
AC 100-4	Molinos	B-OC	27	Centro	57.61	1166.14	1198.59
AC 100-4	Molinos	B-OC	32	Centro	56.01	1194.24	1227.32

La columna de forsterita se refiere a la cantidad de esta molécula obtenida a partir del análisis (ver Tabla IX.3.1)

**Figura IV.6**

Diagrama de clasificación de los clinopiroxenos para los diques de la intrusión de Los Molinos, según Morimoto *et al.*, (1988). Wo: wollastonita. Fe: ferrosilita. En: enstatita.

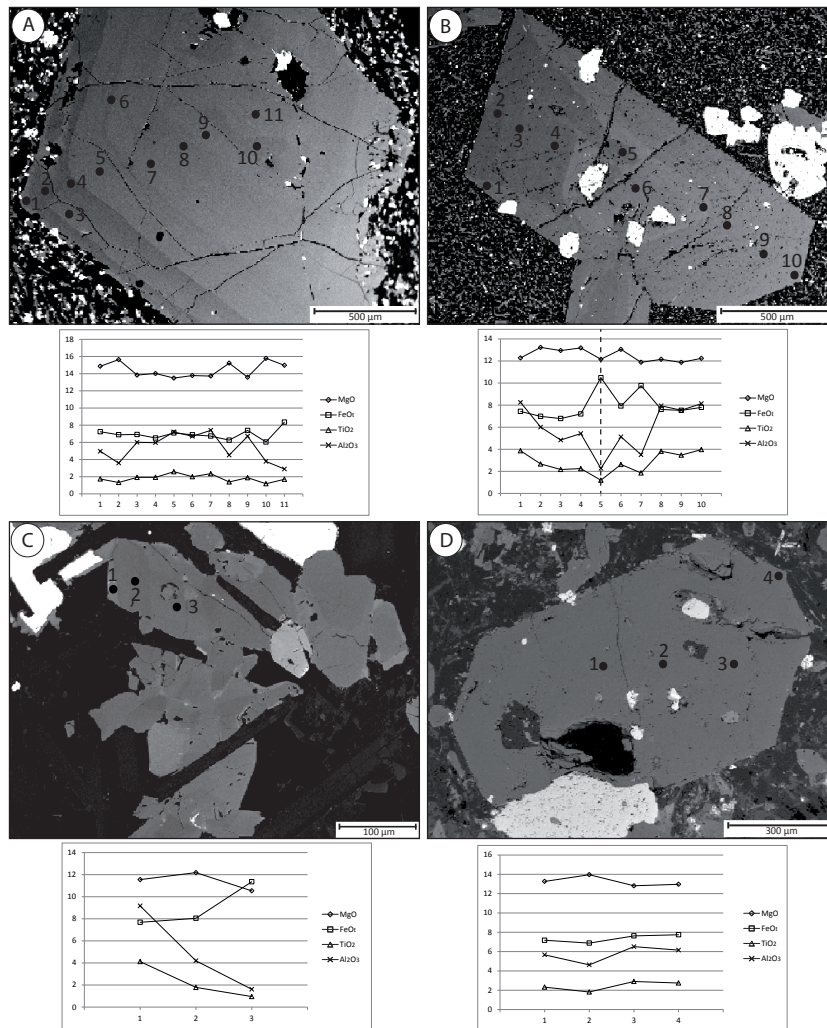


En los diques de basalto porfídico del grupo 1, los marcados zonados que se describieron en la sección de petrografía se traducen en la existencia de dos tipos de composiciones de diópsido. Las zonas incoloras, normalmente de centro de cristal, se caracterizan por tener menores contenidos de  $\text{TiO}_2$  (1.3-1.7 % en peso) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (< 5 % en peso) y mayor  $\text{SiO}_2$  (49-50 % en peso) y  $\text{MgO}$  (15 % en peso). Esta composición se invierte en las zonas de color rosa intenso, donde los contenidos de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  aumentan fuertemente (hasta 2.6 y 7.6 % en peso, respectivamente) y los de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MgO}$  disminuyen (46-47 % y 14.0-13.5 % en peso, respectivamente). Estas dos zonas con frecuencia se alternan dando patrones de zonado oscilatorio (Fig. IV.7A). Los dos tipos composicionales definidos son similares a los que se describieron para el clinopiroxeno de los gabros, determinados por la sustitución acoplada de Ti por Mg y Si por Al que se describió en la sección III.3.1.2.

Sin embargo, en los diques de basalto porfídico del grupo 4 (Fig. IV.7B), las zonas centrales del clinopiroxeno suelen presentar una composición de diópsido subsilícico ( $\text{SiO}_2$  = 42-45 % en peso), con contenidos de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  altísimos (hasta 5 y 10 % en peso, respectivamente), mientras que las zonas de borde presentan composiciones diopsídicas con contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  más típicos, y con aumento de hierro (hasta 11 % en peso) y  $\text{Na}_2\text{O}$  (hasta 0.87 % en peso).

En los diques microgranulos micáceos, el clinopiroxeno, incoloro y sin zonar, corresponde a augita. Este tipo de composición está presente en las muestras de melanogabro-gabro olivínico de las partes bajas del sector de Morro Negro, donde se localizan este tipo de diques. Sin embargo, en los diques el clinopiroxeno no es rico en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ni en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , ya que no presenta inclusiones de espinela, a diferencia de lo observado para la mencionada facies de gabro.

En los diques máficos afaníticos de este grupo (basaltos microporfídicos), los centros son de augita, como en los diques microgranulos, aunque algo más rica en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y los bordes de fenocristales, así como los clinopiroxenos de la matriz, son de diópsido rico en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

**Figura IV.7**

Imágenes BSE de clinopiroxenos pertenecientes a distintos tipos de diques. Debajo de cada imagen se ha representado un perfil composicional desde el centro hacia el borde del cristal. Los puntos de análisis están marcados en las imágenes BSE. A) Zonado oscilatorio en clinopiroxeno de un dique porfídico con olivino y clinopiroxeno del grupo 1. B) Zonado oscilatorio en clinopiroxeno de un dique porfídico con plagioclasa y clinopiroxeno del grupo 4. C) Zonado en parches en clinopiroxeno de un dique de basalto plagioclásico del grupo 2. D) Cristal de clinopiroxeno sin zonado apreciable en un dique traquibasáltico del grupo 2.

Dentro del grupo 2, que corta a los diques anteriores, los diques de traquibasalto presentan un clinopiroxeno de tipo diópsido, cuyos centros de cristal son ricos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y cuyos bordes son ricos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , hierro y  $\text{TiO}_2$  (Fig. IV.7C), además de ser subsilícicos. Este último tipo de clinopiroxeno, siempre subsilícico, es el que se encuentra formando parte de la matriz en los diques de basalto plagioclásico, lo cual parece confirmar que ambos tipos de diques constituyen dos facies distintas de traquibasaltos, quizá algo más diferenciados en el caso de los basaltos plagioclásicos.

Los clinopiroxenos de los diques de traquibasalto (Fig. IV.7D) y basalto plagioclásico presentan características similares a las de los sectores coloreados, de clinopiroxeno en gabros s.s. y gabros leucocráticos, lo que podría indicar cierta afinidad composicional entre ellos, sobre todo teniendo en cuenta que este tipo de diques suele ser más abundante en las partes altas de la intrusión, dominadas por las mencionadas facies de gabros.

Por el contrario, el poco clinopiroxeno que aparece en el grupo de diques traquíticos, es de nuevo de tipo augita, algo más rico en  $\text{SiO}_2$

# IV. DIQUES

Muestra	Clasf.	Sector	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	P (kbar)
AC 33-2	BP-OCP	MO	50.298	1.324	3.587	6.887	0.043	15.638	21.566	0.474	5.4
AC 33-2	BP-OCP	MO	49.013	1.733	4.962	7.235	0.073	14.861	21.969	0.494	5.7
AC 33-2	BP-OCP	MO	49.486	1.441	3.634	7.209	0.000	15.501	21.540	0.448	4.7
AC 33-2	BP-OCP	MO	45.957	2.310	7.609	7.086	0.013	13.410	22.820	0.505	6.4
AC 33-2	BP-OCP	MO	47.541	1.827	5.830	5.949	0.000	14.209	22.293	0.496	6.8
AC 33-2	BP-OCP	MO	46.749	2.398	6.716	6.530	0.063	13.983	22.556	0.450	6.1
AC 33-2	BP-OCP	MO	45.827	2.222	6.529	6.393	0.030	13.778	22.607	0.492	4.9
AC 33-2	BP-OCP	MO	48.338	2.332	3.581	10.257	0.030	14.149	20.366	0.412	4.3
AC 33-2	BP-OCP	MO	49.093	1.952	3.227	10.259	0.073	14.304	20.370	0.462	4.5
AC 33-2	BP-OCP	MO	50.624	1.390	2.232	8.877	0.000	14.721	21.917	0.531	2.8
AC 33-2	BP-OCP	MO	46.577	2.112	5.431	8.051	0.026	13.864	21.996	0.376	3.7
AC 33-2	BP-OCP	MO	46.374	2.420	4.460	9.366	0.017	13.322	21.026	0.600	4.0
AC 33-2	BP-OCP	MO	49.588	1.529	3.273	7.929	0.010	15.232	22.029	0.304	3.3
AC 33-2	BP-OCP	MO	45.551	2.542	6.464	8.192	0.000	13.128	22.265	0.439	3.6
AC 145a-2	BP-C	MO	45.384	3.649	7.786	7.024	0.159	12.714	22.654	0.429	5.9
AC 145a-2	BP-C	MO	46.759	2.555	6.324	6.979	0.131	13.647	22.711	0.483	4.6
AC 145a-2	BP-C	MO	45.112	3.762	7.463	6.476	0.062	12.859	23.315	0.400	3.7
AC 145a-2	BP-C	MO	44.609	4.035	8.029	7.012	0.097	12.850	22.577	0.466	5.1
AC 145a-2	BP-C	MO	45.982	3.451	7.243	7.223	0.156	12.576	22.623	0.502	5.7
AC 145a-2	BP-C	MO	47.019	2.902	6.226	6.253	0.069	13.603	23.013	0.535	4.6
AC 29-1	BP-PC	MO	47.578	2.625	5.126	7.915	0.013	13.048	23.592	0.635	1.8
AC 29-1	BP-PC	MO	44.295	3.822	7.935	7.610	0.063	12.149	23.212	0.592	3.4
AC 29-1	BP-PC	MO	46.658	2.623	5.191	7.465	0.000	12.785	23.770	0.631	1.3
AC 29-1	BP-PC	MO	49.181	1.682	3.335	7.864	0.000	13.036	22.986	0.567	1.0
AC 29-1	BP-PC	MO	48.509	2.057	3.993	7.986	0.000	12.789	22.744	0.592	2.0
AC 29-1	BP-PC	MO	49.075	1.760	3.254	8.147	0.043	13.660	22.926	0.562	1.5
AC 29-1	BP-PC	MO	48.832	1.781	3.462	7.732	0.030	12.992	23.263	0.547	0.6
AC 124-2	TB	MO	53.560	0.441	0.954	9.396	0.379	15.154	20.454	0.477	4.9
AC 124-2	TB	MO	51.428	1.206	2.151	9.056	0.254	14.008	21.108	0.529	3.9
AC 124-2	TB	MO	49.907	1.778	3.404	9.369	0.253	14.225	20.908	0.713	5.0
AC 124-2	TB	MO	53.325	0.298	0.757	9.108	0.404	14.905	21.123	0.459	3.2
AC 18-3	BmP-PC	MN	46.712	3.087	5.996	9.135	0.197	12.635	20.846	0.571	6.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	50.536	1.498	2.917	8.521	0.141	14.868	20.678	0.408	5.1
AC 18-3	BmP-PC	MN	50.542	1.232	2.803	7.177	0.160	14.540	21.439	0.437	5.0
AC 18-3	BmP-PC	MN	50.291	1.298	3.103	8.003	0.190	14.740	20.686	0.450	6.0
AC 18-3	BmP-PC	MN	50.543	1.302	2.934	8.104	0.167	14.494	21.221	0.491	4.9
AC 18-3	BmP-PC	MN	46.622	3.020	6.127	8.553	0.141	13.243	20.863	0.532	6.7
AC 18-3	BmP-PC	MN	46.924	2.887	5.642	8.914	0.064	12.770	22.444	0.489	2.7
AC 18-3	BmP-PC	MN	50.364	1.487	3.287	7.908	0.082	14.411	22.715	0.486	2.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	47.786	2.461	5.299	8.708	0.052	13.070	22.678	0.452	2.6
AC 18-3	BmP-PC	MN	48.132	2.710	5.622	8.480	0.072	13.180	22.741	0.412	3.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	46.733	2.749	5.502	8.419	0.065	12.848	22.405	0.506	2.7
AC 18-3	BmP-PC	MN	49.837	1.987	4.463	8.176	0.100	13.709	23.061	0.477	3.0
AC 18-3	BmP-PC	MN	48.761	2.039	5.078	8.756	0.114	13.598	22.775	0.443	3.1
AC 18-3	BmP-PC	MN	49.085	1.954	4.407	7.650	0.086	13.761	22.780	0.459	3.1
AC 18-3	BmP-PC	MN	47.869	2.441	5.312	9.094	0.141	12.934	22.505	0.490	2.9
AC 18-3	BmP-PC	MN	49.979	1.707	3.862	7.898	0.186	14.073	22.944	0.518	2.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	49.753	1.733	3.821	8.077	0.073	14.397	22.892	0.452	2.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	51.428	1.191	2.493	7.822	0.135	15.160	22.554	0.369	2.5
AC 18-3	BmP-PC	MN	51.177	1.160	2.544	7.866	0.066	15.187	22.672	0.407	2.5
AC 73-2	TB	MO	43.806	4.585	7.683	8.362	0.125	11.598	22.367	0.591	3.2
AC 73-2	TB	MO	43.089	4.603	8.422	9.766	0.176	10.689	22.240	0.702	3.6
AC 73-2	TB	MO	47.460	2.974	3.763	8.722	0.197	13.249	21.927	0.474	1.9
AC 73-2	TB	MO	48.455	2.429	4.661	6.490	0.174	14.479	22.702	0.493	3.5
AC 73-2	TB	MO	48.651	2.477	4.742	6.985	0.149	14.142	22.766	0.466	3.2
AC 18-1	BPlg	MN	42.663	6.070	8.024	9.526	0.123	10.231	21.819	0.665	2.6
AC 18-1	BPlg	MN	43.813	4.987	7.393	10.195	0.116	10.362	21.851	0.727	2.7
AC 18-1	BPlg	MN	43.425	5.081	6.991	9.769	0.109	10.563	21.935	0.691	2.0
AC 18-1	BPlg	MN	44.415	4.423	6.956	9.365	0.074	11.328	21.251	0.642	4.4
AC 18-1	BPlg	MN	42.685	5.321	7.686	9.668	0.144	10.313	21.971	0.677	2.4
AC 18-1	BPlg	MN	42.462	5.593	7.865	9.582	0.189	10.324	21.820	0.726	2.8
AC 18-1	BPlg	MN	44.970	4.210	6.779	9.368	0.165	11.540	21.093	0.559	5.0
AC 18-1	BPlg	MN	42.440	5.534	7.743	9.616	0.161	10.500	22.005	0.680	2.4
AC 78-3	Ms	MN	52.791	0.662	0.981	8.395	0.517	15.669	20.329	0.659	5.4
AC 78-3	Ms	MN	52.449	0.605	1.292	7.275	0.289	14.334	23.354	0.782	1.5
AC 78-3	Ms	MN	52.643	0.831	1.430	7.381	0.444	15.538	21.756	0.696	4.3
AC 78-3	Ms	MN	52.760	0.513	1.218	7.069	0.404	15.286	22.017	0.636	3.4
AC 133-2	TB-P-anf	MO	49.162	1.859	4.952	5.419	0.128	14.335	23.489	0.422	4.6
AC 133-2	TB-P-anf	MO	49.059	2.114	5.047	5.168	0.122	14.039	23.303	0.393	5.4
AC 133-2	TB-P-anf	MO	49.710	1.793	4.243	7.151	0.181	13.817	23.020	0.492	3.6
AC 133-2	TB-P-anf	MO	50.753	1.236	2.754	8.332	0.340	14.070	22.576	0.375	1.6
AC 133-2	TB-P-anf	MO	46.941	2.747	6.155	7.746	0.125	12.967	22.158	0.556	5.5
AC 133-2	TB-P-anf	MO	48.644	2.320	5.661	7.172	0.135	13.263	23.190	0.474	4.9
AC 100-4	B-OC	MO	49.741	1.769	3.999	8.246	0.170	12.943	23.080	0.607	2.6
AC 100-4	B-OC	MO	47.556	3.130	5.928	7.682	0.055	11.805	22.998	0.690	4.6
AC 100-4	B-OC	MO	48.569	2.415	5.208	6.225	0.069	14.350	22.485	0.441	5.4
AC 100-4	B-OC	MO	48.397	2.601	4.481	7.719	0.118	13.194	23.186	0.404	1.2
AC 100-4	B-OC	MO	42.653	4.754	9.143	7.805	0.062	11.500	23.038	0.472	3.7
AC 100-4	B-OC	MO	48.421	2.370	5.195	6.973	0.035	12.927	23.097	0.556	4.3
AC 100-4	B-OC	MO	49.897	0.434	3.420	12.008	0.252	10.379	22.551	0.827	2.0

MO: Molinos; MN: Morro Negro. Presiones de la serie medianamente alcalina de Nimis (2000) calculadas a 1000 °C

**Tabla IV.3.** Cálculos de presión de cristalización para el clinopiroxeno de los diques de la intrusión de Los Molinos, según Nimis (1999).

que en el resto de diques (52-53 % en peso), muy pobre en  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (< 1 y < 1.5 % en peso, respectivamente) y relativamente rico en  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.6-0.7 % en peso). Estas características son similares a las del clinopiroxeno presente en las venas de sienita que cortan a los gabros.

Finalmente, en el grupo 3, de diques de traquibasalto anfibólico que cortan a las traquitas, el clinopiroxeno vuelve a ser muy similar al de los traquibasaltos y basaltos plagioclásicos del grupo 2.

Todos los clinopiroxenos de los distintos tipos de diques, salvo los de las traquitas, presentan relaciones de  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  inferiores a 0.25, lo cual es indicativo de que han cristalizado a baja presión (Aoki y Shiba 1973; Aydin *et al.*, 2009). Para estimar la misma, se ha utilizado la calibración para la serie moderadamente alcalina del geobarómetro propuesto por Nimis (2000), cuyo error es de 2 Kb. Los resultados obtenidos (Tabla IV.3) varían entre 4.9 y 1.7 Kb, siendo frecuentes los valores en torno a 3 Kb para todos los tipos de diques. A pesar de presentar relaciones  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  algo superiores, alcanzando valores de 0.40, los clinopiroxenos de los diques traquíticos se incluyen también en el mismo intervalo de presión de cristalización.

#### IV.3.3.- FELDESPATOS

En la figura IV.8 se presentan diagramas de clasificación de feldespatos de Deer *et al.*, (1992) para los diques de la intrusión de Los Molinos. Se han representado por separado, atendiendo a su clasificación modal, y se han diferenciado los cristales que aparecen como fenocristales de los cristales que aparecen en la matriz.

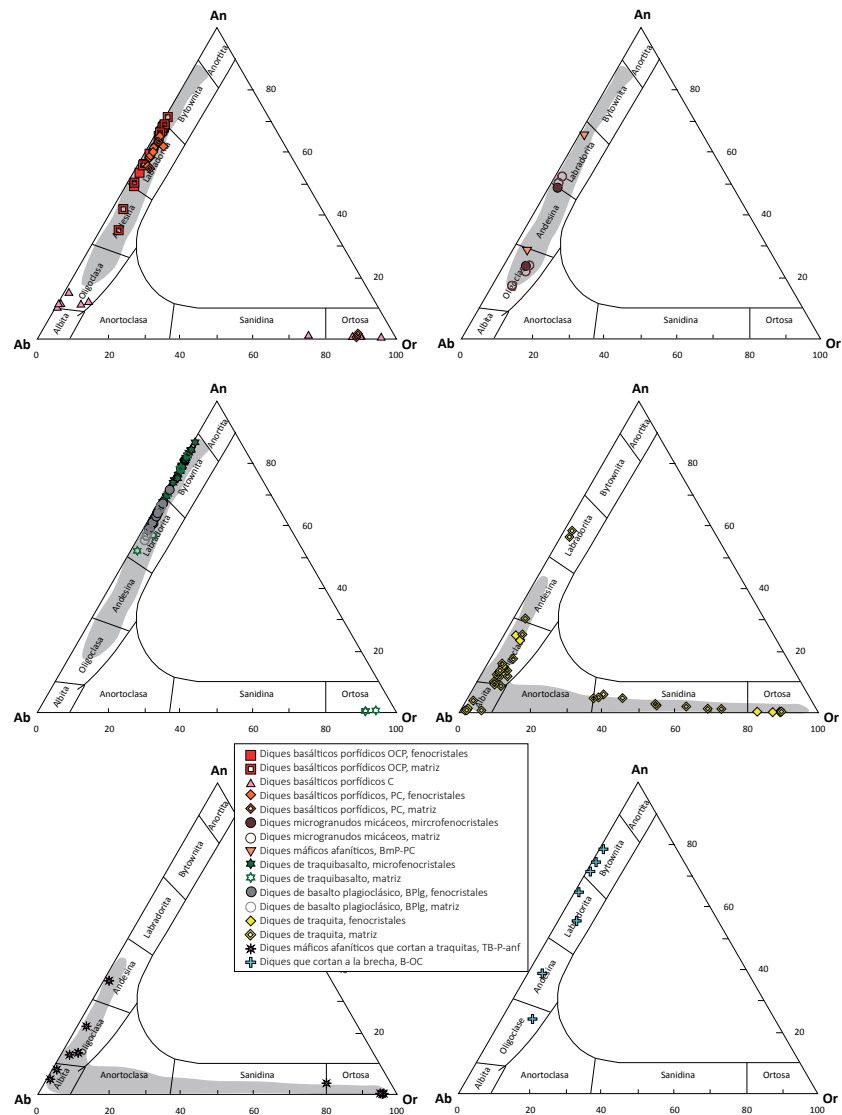
En los diques basálticos porfídicos del grupo 1, los fenocristales de plagioclasa se clasifican en general como labradoritas cálcicas ( $\text{An}_{68-66}$ ) o labradoritas ( $\text{An}_{65-59}$ ). El zonado está poco desarrollado y suele ser concéntrico de tipo normal, con finos bordes enriquecidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  (Fig. IV.9A) o de tipo oscilatorio, aunque con poca variación de composición, llegando ocasionalmente alguna zona a ser andesina ( $\text{An}_{34}$ ). Este intervalo de composición es similar al de los feldespatos de la facies de gabbro s.s.

En la muestra AC 29-1, cuyos fenocristales presentan intensa alteración en los bordes, en contacto con la matriz, los feldespatos de ésta consisten en algunas plagioclasas con igual composición que la de los bordes de fenocristales pero además, cristales de feldespato potásico de composición  $\text{Or}_{88-89} \text{Ab}_{12-11}$ . En otras muestras, como AC 145a-2, prácticamente toda la matriz que se había considerado plagioclasa al microscopio óptico, está en realidad formada por feldespatos alcalinos, tanto plagioclasa de tipo albita ( $\text{An}_{15-10} \text{Ab}_{85-90}$ ), como oligoclasa rica en componente ortosa ( $\text{An}_{12-11} \text{Ab}_{80-83} \text{Or}_{7-8}$ ), es decir, casi en el campo de anortoclasa, y feldespato potásico de composición ortosa ( $\text{Or}_{75-96}$ ). Ninguno de estos cristales presenta zonado y por lo general se observa



**Figura IV.8**

Diagrama de clasificación de las plagioclasas y feldespatos alcalinos de los diques de la intrusión de Los Molinos según Deer *et al.*, (1992). Ab: albita; An: anortita; Or: ortosa. Se ha sombreado en gris el campo composicional ocupado por las distintas facies de gabros y venas félsicas a la que están asociados estos diques.



que los feldespatos potásicos o bien se encuentran intercrecidos con la plagioclasa sódica o bien son intersticiales (Fig. IV.9B). Este tipo de feldespatos aparece en los diques cuya matriz contiene una cantidad importante de anfíbol.

En los diques microgranulos micáceos, los feldespatos presentan una composición más sencilla, con fenocristales zonados de manera normal, desde centros de andesina cálcica ( $An_{49}$  a bordes de oligoclasa ( $An_{24}$ ) y matriz con cristales tanto similares a los centros de fenocristales ( $An_{52-50}$ ) como a los bordes ( $An_{24-17}$ ).

La composición de tipo andesina cálcica se mantiene también en los escasos microfenocristales de plagioclasa de los diques de basalto microporfídico (muestra AC 18-3). Sin embargo, los cristales aciculares de la matriz presentan composiciones tanto de oligoclasa-andesina sódica ( $An_{18-33}$ ), como de feldespato potásico ( $Or_{94-98}$ ).

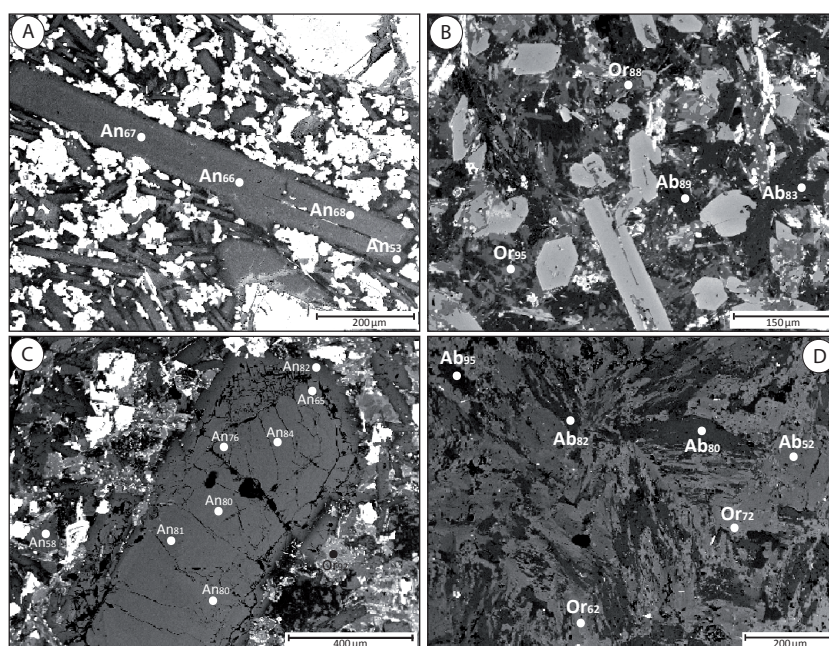
En general, por tanto, este primer grupo de diques, cuya composición

de olivino y clinopiroxeno es similar a la de los gabros, presenta una composición de fenocristales de plagioclasa o bien similar a la de gabros s.s. o bien algo más sódica y matrices de composición dominada por feldespatos alcalinos.

Dentro del segundo grupo de diques, traquibasaltos y basaltos plagioclásicos presentan composiciones similares de sus feldespatos. Los fenocristales son mucho más cálcicos que en el grupo anterior, alcanzando composiciones de bytownita cálcica ( $An_{84-87}$ ) en algunos centros y con frecuencia presentan zonados en parches, aunque con composiciones poco contrastadas, siempre dentro del campo de la bytownita ( $An_{78-81}$ ), en cristales casi sin zonar. En algunas muestras (AC 18-1) las composiciones son de tipo labradorita cálcica-bytownita, con el mismo patrón de zonado. Los feldespatos de la matriz presentan composiciones similares a las de los fenocristales, y en algunas muestras (AC 16-2, Fig. IV.9C) aparece también algo de feldespato potásico intersticial de composición  $Or_{92-94}$ .

Los feldespatos en las traquitas de textura porfídica (diques y pitón del sector de Morro Negro) consisten en fenocristales con centros de plagioclasa de tipo oligoclasa ( $An_{25-23}$ ) y bordes de oligoclasa más sódica ( $An_{16-13}$ ), y cristales de la matriz con composiciones de albita ( $An_{6-2}$ ) y ortosa ( $Or_{83-90}$ ). En los diques de microsienita, las plagioclasas rodeadas por feldespato potásico descritas en el análisis petrográfico, corresponden a oligoclasas sódicas ( $An_{12}$ ) envueltas por sanidina ( $Or_{54}$ ). El resto de feldespatos que aparecen aislados tienen composiciones a veces de oligoclasa ( $An_{13}$ ) o de sanidina ( $Or_{35}$ ) y con mayor frecuencia consisten en ortosas ( $Or_{68}$ ) con pertitas de albita (Fig. IV.9D).

Los diques que cortan a las traquitas (traquibasaltos anfibólicos)



**Figura IV.9**

Imágenes BSE de plagioclasas pertenecientes a distintos tipos de diques de la intrusión de Los Molinos. A) Zonado concéntrico en un fenocristal de plagioclasa de un dique porfídico con olivino y clinopiroxeno del grupo 1. B) Plagioclasa y feldespato alcalino en la matriz de un dique porfídico con clinopiroxeno del grupo 1. C) Fenocristal de plagioclasa en un dique traquibasáltico del grupo 2. D) Feldespatos alcalinos pertitzados en un dique de microsienita del grupo 2.

contienen feldespatos sólo en la matriz. Estos feldespatos presentan ocasionalmente zonado, desde  $An_{37}$  (andesina) en el centro hasta  $An_{22}$  (oligoclasa) en el borde, y en la mayoría de los casos son, o bien de albita ( $An_8$ ,  $An_5$ ) o bien de ortosa ( $Or_{79}$ ,  $Or_{96}$ ).

En conjunto, tanto los diques de traquita, como las matrices de todos los diques ricos en anfíbol, presentan composiciones de feldespatos muy alcalinas (ricas en sodio y potasio), que comprenden un intervalo de variación similar al de las venas sieníticas de la intrusión de Los Molinos, mientras que los fenocristales de los diferentes tipos de diques son, en general, de composición similar a la de la plagioclasa de los gabros (Fig. IV.8).

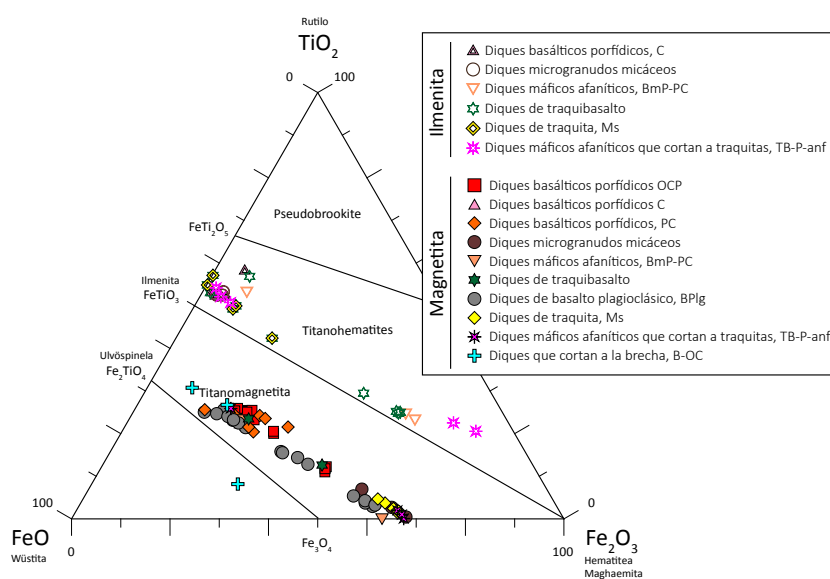
Por último, en los diques de basalto porfídico del grupo 4, que cortan a la brecha de Salinas, las plagioclasas, que sólo se encuentran en la matriz, presentan nuevamente composición de bytownita ( $An_{79-75}$ ), con zonas de borde más sódicas, de tipo labradorita ( $An_{65}$ ,  $An_{55}$ ) o andesina ( $An_{39}$ ). Las zonas con posible nefelina observadas en petrografía no se pudieron analizar por estar completamente alteradas.

#### IV.3.4.- ÓXIDOS DE Fe Y Ti

Los minerales opacos descritos en la petrografía de los distintos tipos de diques son, en todos los casos, óxidos de Fe-Ti (magnetitas e ilmenitas), cuya variación composicional se muestra en la figura IV.10.

Los óxidos de Fe-Ti de los diques de basalto porfídico del grupo 1, consisten principalmente en magnetitas, de pequeño tamaño (< 30  $\mu\text{m}$  de diámetro), y en menor proporción, de cristales que alcanzan hasta las 50-70  $\mu\text{m}$ . En los diques en los que dominan los fenocristales de olivino y clinopiroxeno, las magnetitas, presentan una variación de

**Figura IV.10**  
Diagrama composicional  $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  para los óxidos de Fe y Ti en los distintos tipos de diques de la intrusión de Los Molinos.



composición progresiva desde magnetitas ricas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (19-20 % en peso y 8 % en peso, respectivamente), con  $\text{MgO}$  también abundante (10 % en peso), hasta magnetitas con contenidos bajos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (< 2.5 % y < 0.4% en peso, respectivamente) y mucho menor  $\text{MgO}$  (2-3 % en peso).

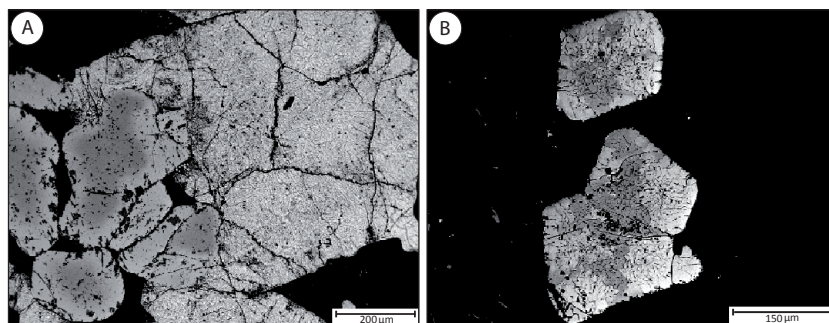
La progresión anterior continúa en los diques en los que predominan fenocristales de clinopiroxeno y/o plagioclasa, cuyas magnetitas presentan una composición desde similar a la más empobrecida en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  de los diques con olivino y clinopiroxeno dominantes ( $\text{Mgt}_{19}\text{Usp}_{81}$ ) hasta mucho más rica en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\text{Mgt}_{78}\text{Usp}_{22}$ ), (Fig. IV.10).

La presencia de magnetitas ricas en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (de 4 a 19 % en peso) se describió también en las inclusiones de minerales opacos presentes en los cristales cúmulo de la facies de melanogabro-gabro olivínico de la intrusión de Los Molinos.

Las ilmenitas presentes en estos diques son exsoluciones muy finas (< 2  $\mu\text{m}$ ) en los tipos dominados por fenocristales de olivino y clinopiroxeno, de modo que no se consiguió obtener análisis de ilmenita que no estuvieran contaminados con magnetita. Sin embargo, en los diques en los que dominan los fenocristales de clinopiroxeno y/o plagioclasa, aparecen cristales que varían de tamaño desde pocas micras a 0.4 mm, de ilmenitas bastante limpias, con zonado más o menos concéntrico, junto con magnetitas que presentan bandas de exsolución de ilmenita finas, pero con tamaño suficiente como para ser analizadas (Fig. IV.11A).

La composición de las ilmenitas zonadas varía desde centros enriquecidos en  $\text{MgO}$ , con composición de  $\text{Ilm}_{76}\text{Gk}_{23}\text{Php}_1$ , hasta bordes de composición empobrecida en este elemento:  $\text{Ilm}_{92}\text{Gk}_7\text{Php}_2$ . Esta última composición es similar a la de las bandas de exsolución en magnetitas,  $\text{Ilm}_{95}\text{Gk}_{1-2}\text{Php}_{3-4}$ . Los altos contenidos de geikielita en los centros de ilmenitas zonadas son similares a los que presentan los cristales aislados de ilmenita en la facies de gabros s.s. (22 % en peso) y a los de las exsoluciones de ilmenita en melanogabros-gabros olivínicos (9-19 % en peso).

Los diques microgranudos micáceos y diques de basalto microporfídico del grupo 1 presentan magnetitas con exsoluciones de ilmenita de



**Figura IV.11**

Imágenes BSE de los óxidos de Fe y Ti pertenecientes a los diques de la intrusión de Los Molinos. A) Ilmenita con zonado concéntrico y magnetita con finas bandas de exsolución de ilmenita en un dique basáltico porfídico del grupo 1. B) Magnetita con zonado concéntrico y alta fracturación en un dique porfídico con plagioclasa del grupo 2.

composiciones similares a las ya descritas, en ocasiones con ilmenitas ricas en geikielita (4-8 y hasta 17 % de este componente) y magnetitas desde bastante ricas en  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Mt}_{33}\text{Usp}_{67}$ ) hasta bastante ricas en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\text{Mt}_{80-98}$ ).

En los diques del grupo 2, los óxidos de Fe-Ti no contienen  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ni  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  apreciables. La mayor variación composicional la presentan los diques de basalto plagioclásico, en los cuales los cristales de mayor tamaño (100-200  $\mu\text{m}$ ), son magnetitas muy fracturadas con zonados más o menos concéntricos (Fig. IV.11B) y además existe otra población de magnetitas de menor tamaño (unas 5  $\mu\text{m}$  de diámetro). Las primeras presentan composiciones de centro de cristal enriquecidas en  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Mt}_{19-32}\text{Usp}_{81-68}$ ), que van empobreciéndose en este elemento hacia los bordes, hasta alcanzar composiciones desde  $\text{Mt}_{45-54}$  hasta  $\text{Mt}_{75-78}$ . Los cristales de menor tamaño presentan, o bien composiciones afines a las de los centros ( $\text{Mt}_{23-28}$ ), o bien algo más ricas en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  que las de los bordes ( $\text{Mt}_{80-84}$ ). Todo este intervalo de composición es similar al observado en las magnetitas de los leucogabros.

En las traquitas de textura porfídica (diques y pitón del sector de Morro Negro) sólo hay cristales de magnetita, muy pobres en  $\text{TiO}_2$ , de composición  $\text{Mt}_{94}\text{Usp}_6$ . En los diques de microsienita, aunque aparecen pequeños cristales de magnetita y de ilmenita, las composiciones de las magnetitas son también pobres en  $\text{TiO}_2$  ( $\text{Mt}_{86-95}\text{Usp}_{14-5}$ ) y las ilmenitas son bastante puras, con 3-5 % de componente pirofanita ( $\text{MnO}$ ). Ambos rasgos (baja cantidad de  $\text{TiO}_2$  y algo mayor  $\text{MnO}$  que en el resto de diques) son análogos a los de los óxidos de Fe-Ti de las venas sieníticas que cortan a los gabros en la intrusión de Los Molinos.

Los diques de tipo 3 (traquibasaltos anfibólicos) presentan magnetitas con exsoluciones de ilmenitas de dos tipos: uno, con altos contenidos de geikielita en la ilmenita (similares a los descritos en los diques basálticos porfídicos del grupo 1) y otro de composición  $\text{Ilm}_{90-93}$  con 4-8 % de componente geikielita.

En cuanto a los diques de basalto porfídico del grupo 4, presentan sólo magnetitas, cuyas composiciones varían desde más ricas en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  que las presentes en los diques del grupo 1 (35 % en peso), con  $\text{Al}_2\text{O}_3$  abundante (17 % en peso), hasta composiciones relativamente ricas en estos elementos (9 % en peso de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y 6 % en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ).

Se puede concluir, por tanto, que los óxidos de Fe-Ti de los diques en la intrusión de Los Molinos presentan composiciones afines a las de gabros y venas sieníticas en los grupos 1 y 2, y composiciones de más alta temperatura en los diques de basalto porfídico que cortan a la brecha de Salinas.



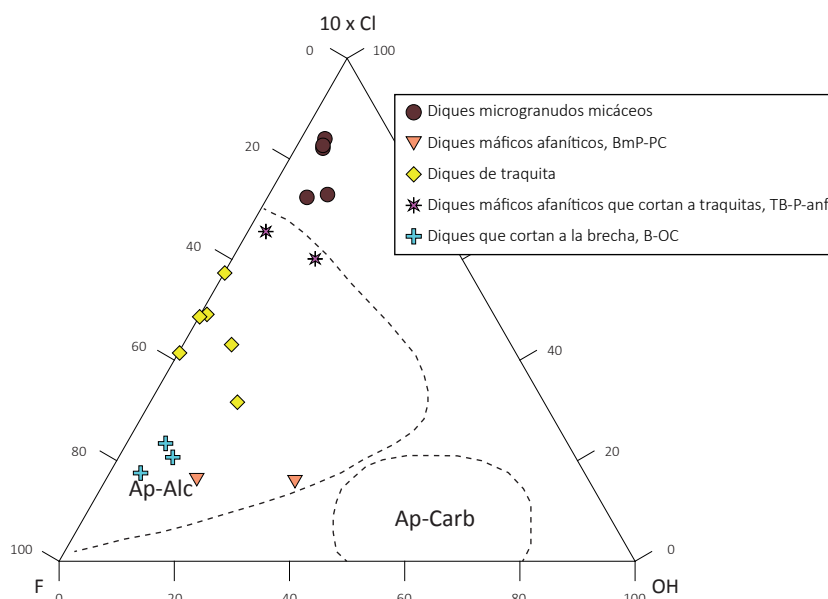
### IV.3.5.- APATITO

El apatito está presente en aquellos diques que tienen cierta abundancia de ferromagnesianos hidratados (anfíbol o mica), mostrando así una asociación similar a la observada con frecuencia en las facies de gabros de la intrusión de Los Molinos.

En todos los tipos de diques, el apatito analizado es de composición muy pura, prácticamente sin otros componentes que no sean CaO y  $P_2O_5$ , aunque algunas sumas analíticas ligeramente bajas (97-98 %) podrían indicar la presencia de tierras raras. Sin embargo, son apatitos con contenidos apreciables, aunque variables, tanto de F como de Cl (Fig. IV.12), clasificándose como flúor-apatitos en todos los grupos salvo en los diques microgranudos micáceos y diques de traquibasalto anfibólico del grupo 3. Los apatitos de los diques microgranudos micáceos solapan en composición con los de los cuerpos pegmatoides anfibólicos descritos en relación con los gabros de la intrusión de Los Molinos y, como en el caso de éstos, los altos contenidos en cloro podrían indicar un origen hidrotermal. El resto de apatitos, sin embargo, se proyecta en el campo típico de apatitos de rocas alcalinas de Stoppa y Liu (1995), solapando sus composiciones aproximadamente con las del apatito de los gabros s.s. y leucogabros.

### IV.3.6.- ANFÍBOL

El anfíbol aparece generalmente formando parte de la matriz de los diques, tanto en algunas muestras del grupo 1, como en los traquibasaltos anfibólicos del grupo 3. También se han encontrado algunos fenocristales de anfíbol, bastante alterado, en las traquitas porfídicas del pitón aflorante en el sector de Morro Negro (ver sección

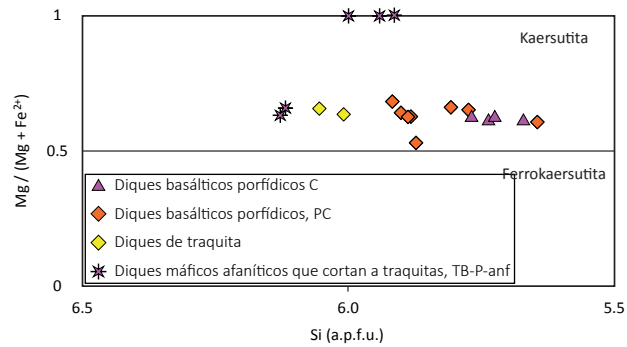


**Figura IV.12**

Diagrama composicional Cl-F-OH para los apatitos de diferentes tipos de diques de la intrusión de Los Molinos. Las secciones delimitadas con líneas discontinuas, corresponden a los campos composicionales de rocas carbonatíticas (Ap-Carb) y rocas silicatadas alcalinas (Ap-Alc) de Stoppa y Liu (1995).

**Figura IV.13**

Clasificación de los anfíboles de los diferentes tipos de diques de la intrusión de Los Molinos en el diagrama de Leake *et al.*, (1997) para los anfíboles marrones, que presentan  $Ti > 0.5$  a.p.f.u.



IV.2.6).

Composicionalmente todos los anfíboles son muy similares. Se clasifican como kaersutitas (Fig. IV.13) por su alto contenido de  $TiO_2$  (5-8 % en peso) y por tanto presentan la misma composición que el anfíbol presente en los gabros de la intrusión de Los Molinos.

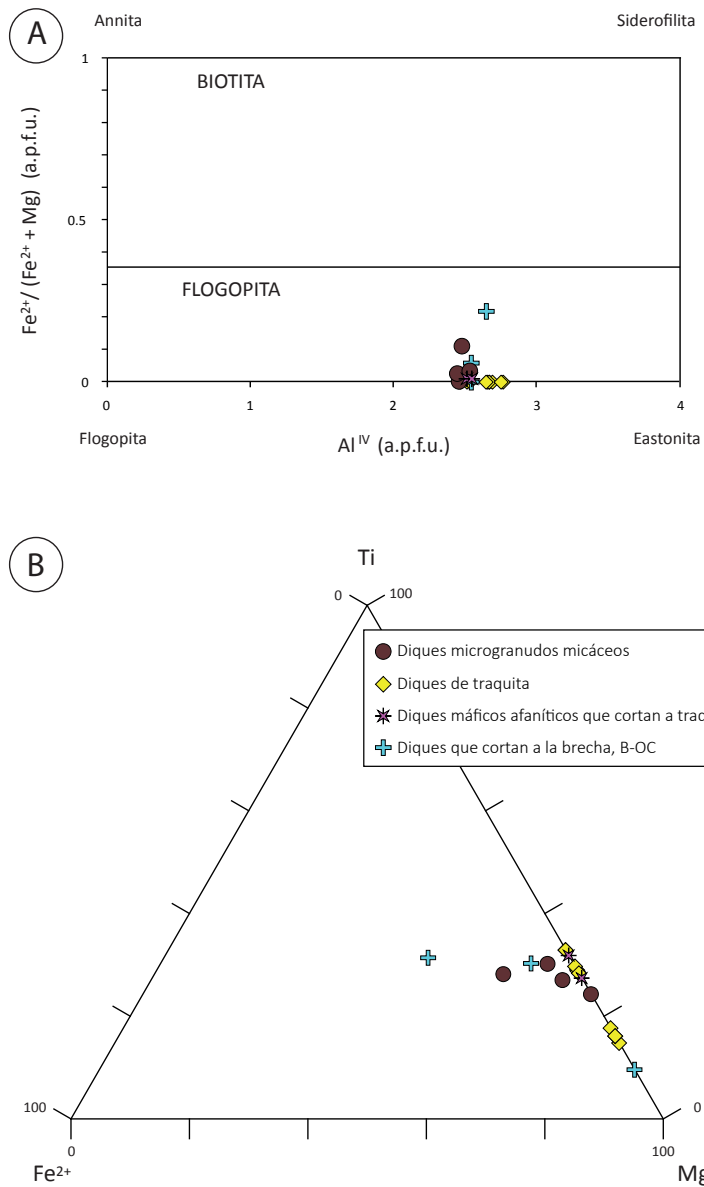
#### IV.3.7.- MICA

Al igual que el anfíbol, la mica forma está presente sólo en parte de los diques, que incluye: los diques microgranudos micáceos del grupo 1, la traquita del pitón en el sector de Morro Negro, los diques de microsienita, los diques de traquibasalto anfibólico del grupo 3 y los diques de basalto porfídico del grupo 4.

La composición de la mica en todos ellos es muy similar. En el diagrama de clasificación de biotitas y flogopitas de Deer *et al.*, (1966), se clasifican como flogopitas (Fig. IV.14A), presentando tan solo pequeñas variaciones en el contenido de  $TiO_2$ , que tiende a ser menor en la flogopita de los diques de microsienita, y en F, que es alto en la flogopita de las traquitas (1-3 % en peso) y bajo en la mica del resto de diques.

#### IV.3.8.- ESFENA

La esfena sólo aparece de manera accesoria en los diques traquibasálticos y diques de traquita, del grupo 2 y en alguno de los diques de traquibasalto anfibólico del grupo 3. Las composiciones son muy puras, tan solo con pequeñas cantidades de hierro (1 % en peso). En ningún caso presentan zonados significativos, pero sí se han observado zonas de borde más brillantes en imágenes BSE, que podrían corresponder a zonas más enriquecidas en REE,  $ZrO_2$  y/o  $Nb_2O_5$  de manera similar a como ocurre en la esfena accesoria de las venas anfibólicas y sieníticas de la intrusión de Los Molinos.

**Figura IV.14**

Diagramas de variación composicional para las micas de los diferentes tipos de diques de la intrusión de Los Molinos. A) Diagrama de clasificación de biotitas y flogopitas de Deer *et al.*, (1966). B) Diagrama composicional Ti-Mg-Fe<sup>2+</sup>.

#### IV.3.9. CIRCON

Sólo se ha encontrado un cristal de circón en el dique de microsienita AC 78-3. Es de composición muy pura, con suma analítica alta, lo cual indica que sus contenidos de elementos traza son a grandes rasgos muy bajos.

#### IV.4.- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se han analizado químicamente un total de 27 muestras de diques que incluyen todos los tipos descritos en las secciones anteriores. Los datos analíticos están representados en la Tabla IX.3.2, dentro del CD adjunto al manuscrito de este trabajo.

##### IV.4.1.- ELEMENTOS MAYORES

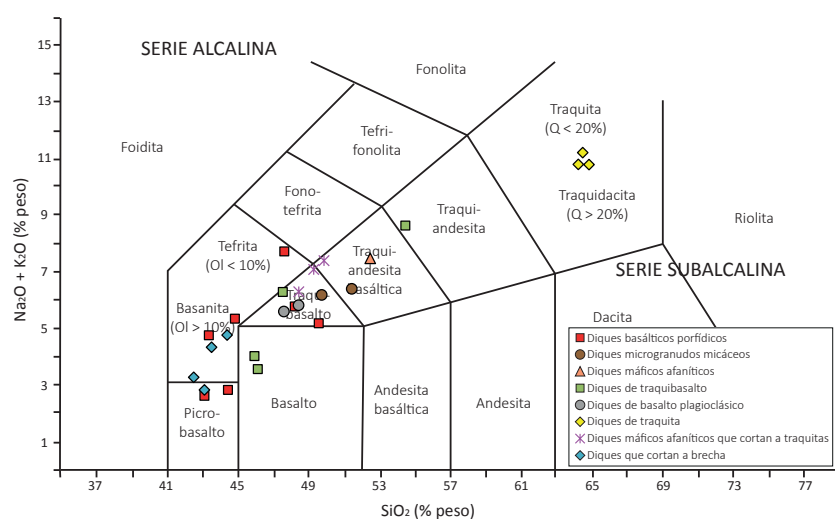
La proyección de los distintos tipos de diques en el diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de Le Bas *et al.*, (1986) para rocas volcánicas, se sitúa dentro del campo alcalino alcalina (Fig. IV.15).

Atendiendo al contenido en  $\text{SiO}_2$ , los diques de la intrusión de Los Molinos abarcan desde rocas ultrabásicas (en su mayoría diques basálticos porfídicos de los grupos 1 y 4) y básicas (diques basálticos y traquibasálticos), a intermedias y ácidas (diques traquíticos). El contenido en  $\text{SiO}_2$  aumenta dentro del grupo 1, desde los diques basálticos porfídicos (42-49 % en peso) hasta los microgranudos micáceos (48-51 % en peso) y diques máficos afaníticos (basaltos microporfídicos, 52 % en peso). También aumenta en los diques del grupo 2, desde los tipos traquibasálticos y basaltos plagioclásicos (43-60 % en peso) hasta las traquitas (63 % en peso). Finalmente, el contenido de  $\text{SiO}_2$  es menor (42 a 48 % en peso) en los diques que cortan a traquitas y brechas, especialmente en los diques y *sills* de basalto porfídico.

Los diques basálticos porfídicos del grupo 1 son rocas saturadas, sin cuarzo ni nefelina normativos y con cantidades de olivino moderadas (del 2 al 9% normativo). Sin embargo, el resto de características son algo variables (Tabla IX.3.4, anexo).

Contienen 40-50 % de plagioclasa normativa y contenidos de ortosa

**Figura IV.15**  
Diagrama TAS de clasificación para rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986) en el que se ha proyectado la composición en álcalis y sílice de los diques pertenecientes a la intrusión de Los Molinos, donde queda de manifiesto el carácter alcalino de estos diques.



muy variables, desde 1-2 % hasta 10-17 %. Esto refleja la presencia de feldespato potásico en las matrices de algunos de estos diques. Las cantidades de olivino normativo son bajas (< 9 % y en casi todas las muestras < 5 %), mientras que las de piroxeno son variables. Así, los diques que presentan alta cantidad de fenocristales y predominantemente de clinopiroxeno (AC 18-2) contienen una alta proporción de diópsido normativo (19 %), mientras que aquellos diques con fenocristales principalmente de plagioclasa (AC 80-1) presentan bajos porcentajes del mismo (2.3 %). Sin embargo, todos estos diques tienen en común sus números de magnesio (#Mg, calculados con respecto al contenido de hierro total de la roca) relativamente bajos, de 57 a 38, indicando que son rocas diferenciadas.

Los diques microgranudos micáceos y de basalto microporfídico de este grupo 1 presentan mayores contenidos de plagioclasa (50-60 %) y ortosa (10-20 %) normativas y un alto índice de diferenciación (67 a 71), con #Mg más bajo (38 a 46) (Tabla IX.3.4). Esto último se refleja en sus bajas cantidades de piroxenos (3 al 6 %, de diópsido y 3 al 8 % de hiperstena) y de olivino (prácticamente cero en dos muestras y < 5 % en la tercera).

En comparación con los gabros de la intrusión de Los Molinos, las composiciones normativas de este grupo son similares en algunos rasgos a melanogabros-gabros olivínicos (diques con altas cantidades de Di y Ol normativos, como AC 12-1 y en otros a las de los gabros s.s., con olivino normativo entre 2 y 10 % e incluso a las de los leucogabros (diques microgranudos micáceos y de basalto microporfídico).

En el grupo 2, los diques traquibasálticos y de basalto plagioclásico, o bien no presentan ni cuarzo ni nefelina modal o bien presentan pequeñas cantidades de cuarzo (AC 16-1 y AC 16-2) (Tabla IX.3.4). Por lo demás, sus normas son similares a las de los diques más diferenciados del grupo 1, con 50-60 % PL y 6-17 % de Or. Los #Mg son, sin embargo, ligeramente más bajos (42 a 37), lo cual les equipara también a los gabros de las facies más diferenciadas de la intrusión.

Las traquitas, sin embargo, son rocas de carácter sobresaturado (7-8 % cuarzo normativo), con altos índices de diferenciación (93-94), #Mg muy bajos (de 30 a 8) y más del 80 % de la norma compuesto por feldespatos (Tabla IX.3.4), en concordancia con sus composiciones modales.

Los diques del grupo 3 son de nuevo saturados (sin cuarzo ni nefelina), con características normativas similares a las de traquibasaltos y basaltos plagioclásicos del grupo 2, es decir, contenidos de plagioclasa normativa entre 55 y 61 %, con ortosa variable, del 8 al 18 %, y #Mg de 39 a 45. Sin embargo, a diferencia de los diques del grupo 2, no contienen hiperstena normativa y sí olivino, aunque en cantidades accesorias, alrededor del 5 %.

Los diques del grupo 4 sí presentan diferencias de composición



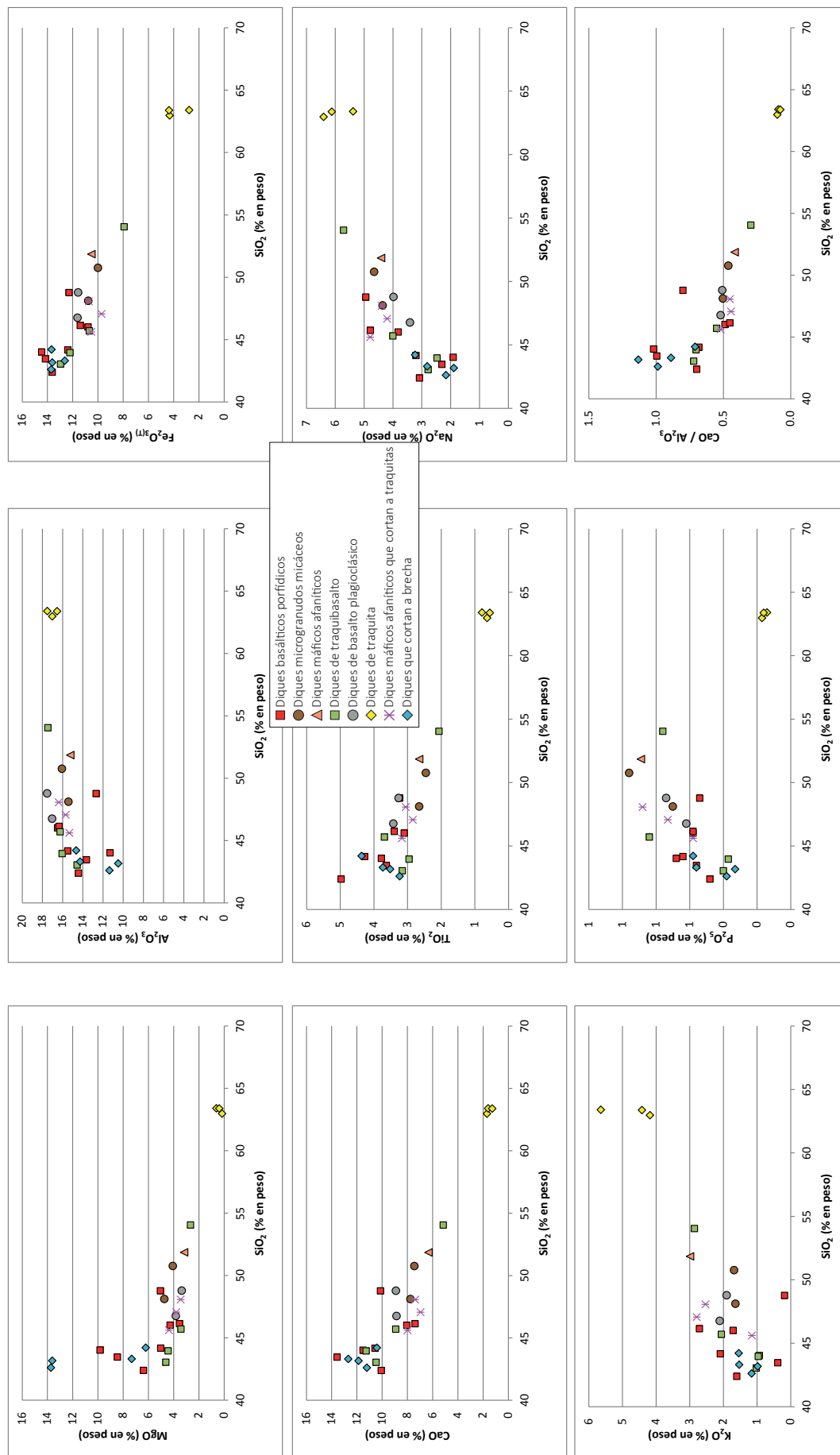


Figura IV.16. Diagramas de variación, o tipo *Harker*, de elementos mayores para los diferentes tipos de diques de la intrusión de Los Molinos.

importantes con el resto de diques. Las muestras correspondientes al borde enfriado y parte central porfídica del *sill* que corta a la brecha de Salinas (AC 100-4 y AC 100-3, respectivamente) presentan nefelina normativa, aunque en pequeñas cantidades, junto con importantes porcentajes de olivino normativo (7-18 %), que son también de este orden en los diques (AC 148-1 y AC 152-1). Esto indica que sus composiciones son más alcalinas que las del resto de diques, probablemente ya enmarcadas dentro de la serie fuertemente alcalina. Sus #Mg son también bastante más altos (69 a 47), lo que probablemente indica que este tipo de diques pertenece a un pulso magmático posterior a la intrusión de Los Molinos.

Dada la alta variación en  $\text{SiO}_2$  que presentan, se ha tomado este óxido como elemento diferenciador en los diagramas tipo *Harker* para variación de elementos mayores (Fig. IV.16). En ellos se observa una disminución de: MgO (primero un descenso brusco hasta alcanzar el 45 % de  $\text{SiO}_2$  y después un descenso también, pero con pendiente más tendida),  $\text{Fe}_2\text{O}_{3T}$ , CaO, relación  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  con el aumento de la diferenciación (aumento de  $\text{SiO}_2$ ), así como un aumento en los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  aumenta hasta el 51 % de  $\text{SiO}_2$ , para después permanecer prácticamente constante. El  $\text{P}_2\text{O}_5$  aumenta también hasta el mismo valor de  $\text{SiO}_2$  (51 % en peso) para después disminuir bruscamente. El contenido de MnO (no mostrado) permanece prácticamente constante durante todo el transcurso de la diferenciación. Las tendencias descritas indican fraccionación de minerales ferromagnesianos, plagioclasa cálcica y óxidos de Fe-Ti, con progresiva concentración de los álcalis a medida que avanza la diferenciación. La pauta observada en el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , primero con pendiente positiva y a partir del 51 % de  $\text{SiO}_2$  con estabilización de su concentración, puede marcar el cambio del predominio de las plagioclasas a los feldespatos potásicos, que son abundantes en algunos diques de traquibasalto (AC 137-2).

La pauta que se observa en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , indica que el apatito no debe ser un mineral importante al inicio de la diferenciación, pero este empezaría a cristalizar más acusadamente hacia el final de la misma.

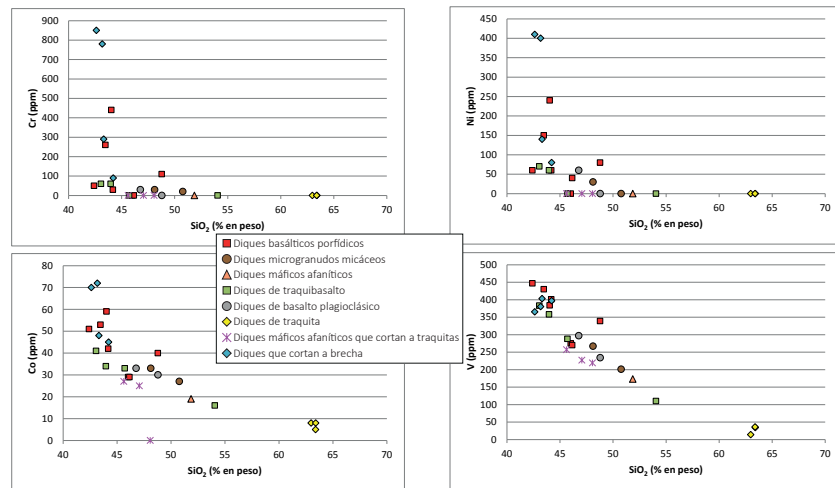
Por lo tanto parece deducirse, a partir de los diagramas de variación de elementos mayores, que los diques de los grupos 1 y 2 que cortan a los gabros de la intrusión de Los Molinos, pueden estar genéticamente relacionados entre sí mediante cristalización fraccionada.

#### IV.4.2.- ELEMENTOS TRAZA

Los contenidos en Cr, Ni y Co descienden rápidamente en los diques de los grupos 1 y 2 con el aumento de la diferenciación (Fig. IV.17). Este descenso es muy brusco para Cr y Ni, y está marcado principalmente por el paso de diques basálticos porfídicos, con población de fenocristales dominada por clinopiroxeno y/u olivino al resto de diques en el cual

**Figura IV.17**

Diagramas de variación para Cr, Ni, Co y V frente a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación, de los diques de la intrusión de los Molinos.

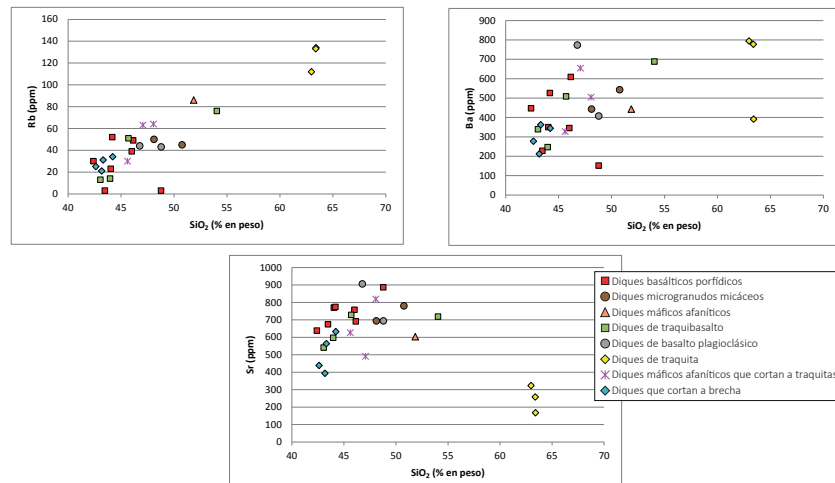


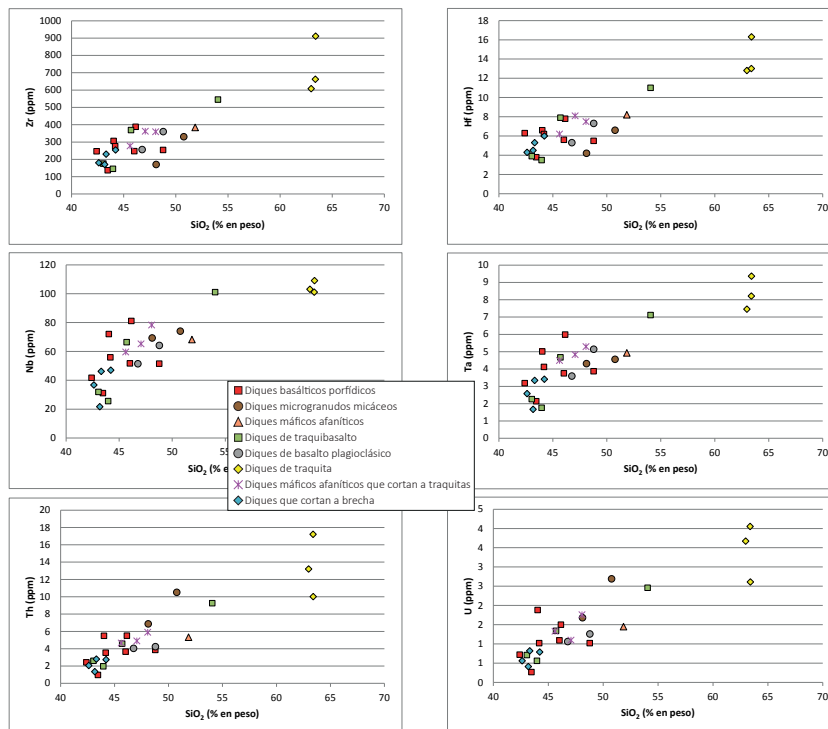
domina la población de fenocristales de plagioclasa. El descenso en Co es algo más moderado, dado que este elemento suele alojarse como elemento traza también en los óxidos de Fe-Ti. Por lo tanto, el descenso de estos elementos compatibles, refleja la fraccionación de clinopiroxeno y olivino y, en menor medida, óxidos de Fe-Ti. El V (Fig. IV.17), que es compatible con la magnetita, muestra también una buena correlación negativa con la sílice, indicadora, al igual que los diagramas tipo *Harker* para  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ , de la fraccionación de óxidos de Fe-Ti.

Dentro de los elementos L.I.L. (Fig. IV.18), el Ba no muestra una buena correlación positiva con la sílice, mientras que el Rb sí lo hace, presentando carácter de elemento incompatible, que se va concentrando a medida que progresa la diferenciación, desde los diques basálticos porfídicos del grupo 1 a los diques de traquibasalto y traquita del grupo 2, donde puede entrar en sustitución en las estructuras de mica flogopita y feldespato potásico. Por su parte el Sr, presenta una pauta descendente con  $\text{SiO}_2$ , en relación con el fraccionamiento de plagioclasa.

**Figura IV.18**

Diagramas de variación de elementos traza tipo L.I.L. frente a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación, de los diques de la intrusión de Los Molinos.



**Figura IV.19**

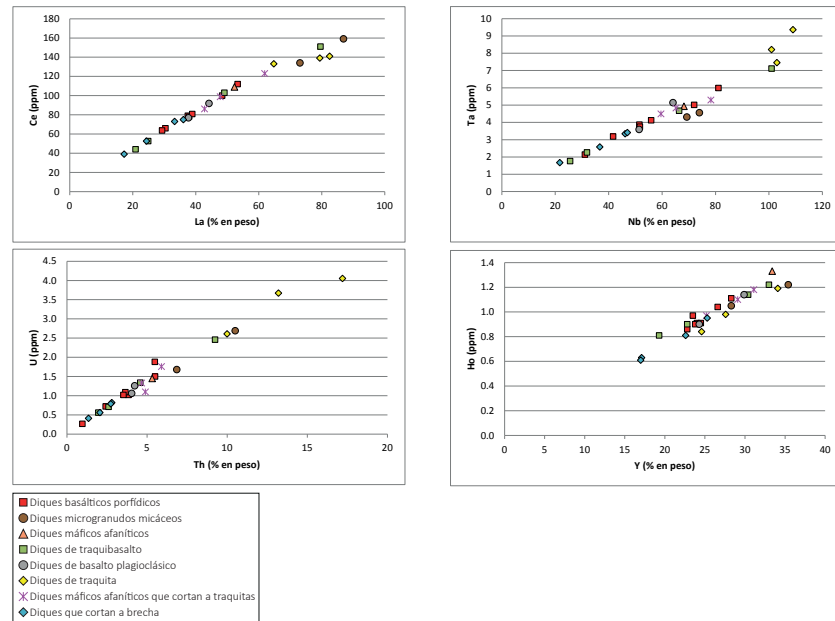
Diagramas de variación para elementos traza de tipo H.F.S. frente a  $\text{SiO}_2$  como índice de diferenciación, para los diques de la intrusión de Los Molinos.

Los elementos que suelen comportarse como fuertemente incompatibles, tanto H.F.S. (Zr-Hf y Nb-Ta) como Th y U, muestran aceptables correlaciones positivas con el aumento de la diferenciación (Fig. IV.19). Algunas muestras de diques basálticos porfídicos se encuentran algo enriquecidas con respecto a la tendencia general en Nb y Ta, debido a que concentran cantidades importantes de anfíbol (por ejemplo, AC 29-1, que contiene 48 % de anfíbol modal). Además, las tendencias frente a  $\text{SiO}_2$  para todos estos elementos se pierden, sin embargo, en las traquitas, debido a que éstas pueden presentar esfena y/o circón como minerales accesorios, susceptibles de controlar dichos elementos.

V e Y muestran comportamientos diferentes con la diferenciación. El contenido en V decrece con la diferenciación, desde rocas ricas en olivino y/o clinopiroxeno a rocas pobres en estos, siguiendo un patrón muy similar al que sigue el  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  y el  $\text{TiO}_2$ , mientras que Y aumente hasta alcanzar un valor aproximado del 50 % en  $\text{SiO}_2$  para luego permanecer prácticamente constante e incluso mostrar cierta tendencia negativa. Ambos patrones, indican, por un lado el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti, y por otro, el inicio de la fracciónación más acusada de apatito, marcado por el quiebro que presenta el Y durante la diferenciación.

Al igual que sucedía en el caso de los gabros y venas félsicas de la intrusión, para los diques también se observa que al enfrentar elementos fuertemente incompatibles, de comportamiento geoquímico similar entre sí, obtenemos buenas correlaciones positivas (Fig. IV.20), lo cual indica que las relaciones de estos han permanecido constantes durante todo el proceso de cristalización y sugeriría que éste se ha desarrollado

**Figura IV.20**  
Diagramas de comportamiento de elementos fuertemente incompatibles de los diques en la intrusión de Los Molinos.



en condiciones de sistema cerrado.

#### IV.4.2.1.- Diagramas de tierras raras

En la figura IV.21 se han representado los espectros de tierras raras, normalizados a los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989), para los distintos tipos de diques de la intrusión de Los Molinos.

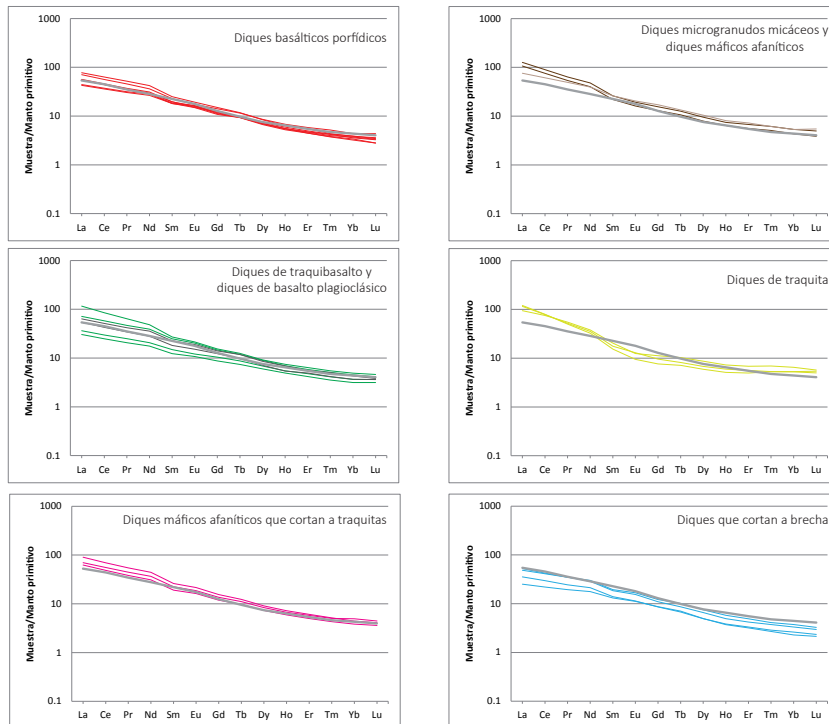
En conjunto, todos los tipos de diques presentan espectros similares y paralelos entre sí, con pendiente negativa debido al enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, que es característico de OIBs, como en el caso de los gabros y venas félsicas asociadas. Las relaciones  $(La/Lu)_N$  varían entre 10 y 27, valores similares o ligeramente enriquecidos con respecto al valor medio de los OIB ( $La/Lu = 12$ ; Sun and McDonough 1989).

Los valores más enriquecidos corresponden a los espectros de los diques traquibasálticos y traquíticos, difieren del resto, además: 1) en la concavidad que presentan (sobre todo en el caso de los diques traquíticos), en las tierras raras medias (Sm a Ho), que se relaciona con la fraccionación de esfena (Eby *et al.*, 1998), y 2) en el ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas presente en los diques traquíticos y que está motivado por la presencia de circón accesorio.

Los diques del grupo 3 y 4 presentan espectros similares a los espectros de los diques microgranudos micáceos y diques máficos afaníticos, indicando que la fuente debe ser similar en todos los conjuntos de diques con un porcentaje de fusión parecido.

En conjunto, y al igual que ocurría con las facies de gabros de la



**Figura IV.21**

Espectros de tierras raras (REE) normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para los distintos tipos de diques de la intrusión de Los Molinos. Se observa un fuerte control de los mismos por la mineralogía modal de las distintas litologías (explicación en el texto). La línea gris en todos los diagramas corresponde al espectro del OIB de Sun y McDonough (1989).

intrusión, los espectros de tierras raras para los diques, muestran pendiente negativa, indicando enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las pesadas, espectro característico de basaltos de tipo OIB formados por bajos grados de fusión parcial de un manto peridotítico (e.g. Winter 2009).

#### IV.4.2.2.- Diagramas multielemento

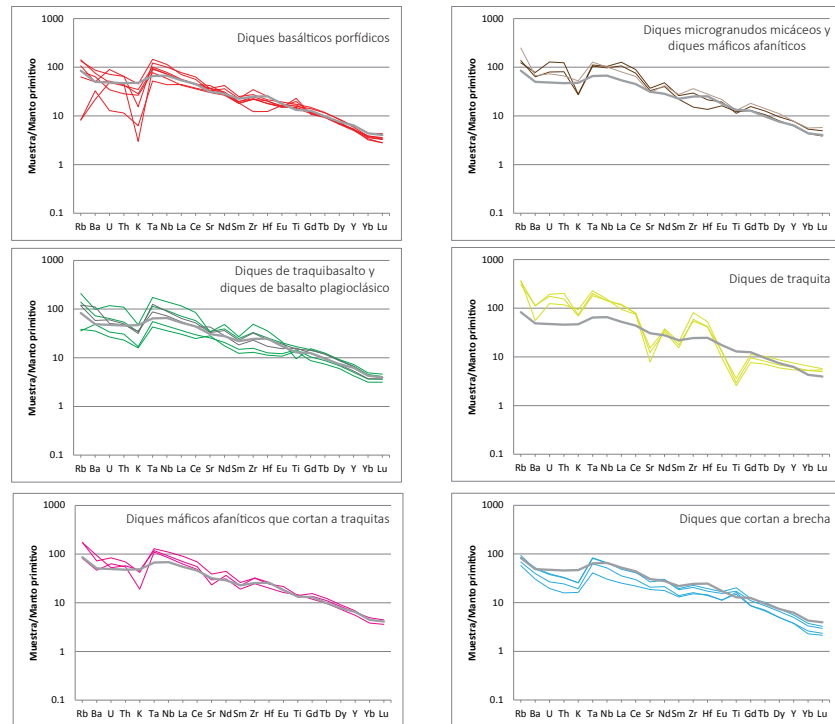
En la figura IV.22 se han representado los diagramas multielemento, también normalizados a los valores del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para todos los grupos de diques.

En conjunto, se observa un moderado enriquecimiento en elementos incompatibles desde los diques basálticos porfídicos del grupo 1 hasta los diques traquibasálticos y traquíticos del grupo 2. Además, a medida que aumenta la diferenciación, se van desarrollando anomalías negativas de Sr y Ti y anomalías positivas de Zr y Hf, reflejo del paso de la cristalización de plagioclasa cálcica (Sr) y óxidos de Fe-Ti a minerales accesorios como esfena y circón.

De nuevo, los diques del grupo 3 y 4 presentan similitud con los espectros de los diques microgranudos micáceos y diques máficos afaníticos del grupo 1.

**Figura IV.22**

Diagramas multielemento, o *spider*, normalizados al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) para los diferentes tipos de diques de la intrusión de Los Molinos. La línea gris en todos los diagramas corresponde al espectro del OIB de Sun y McDonough (1989).



## IV.5.- GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

Las relaciones isotópicas obtenidas para diques basálticos, traquibasálticos y traquíticos de la intrusión de Los Molinos se presentan en las tablas IV.4, IV.5 y IV.6. Las relaciones iniciales se han calculado para un  $t = 16$  Ma, edad estimada, ya que no se dispone de edades para ninguno de estos diques. Para estos análisis, se han elegido diques pertenecientes al grupo 1 (microgranudos micáceos) y 2 (traquíticos), siempre sin fenocristales, representativos de las facies menos y más evolucionadas respectivamente, relacionadas con las facies de gabros y venas félsicas de la intrusión. Además, se han analizado dos diques pertenecientes al grupo 3, con y sin fenocristales, y otro dique del grupo 4.

En la figura IV.23, se han proyectado las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para las composiciones de roca total de los diques analizados. Los diques microgranudos micáceos presentan una relación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de 0.703200. Esta relación aumenta ligeramente en los diques traquíticos cuya relación es de 0.703245. Los diques del grupo 3, presentan relaciones de entre 0.703153 y 0.703368, mientras que la relación inicial de los diques del grupo 4 es de 0.703111. Las relaciones de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  son más restringidas. Los diques microgranudos presentan una relación inicial de 0.512901 con un valor de  $\epsilon\text{Nd}$  de +5.4. Los diques traquíticos tienen una relación

Muestra	Clasificación	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	StdErr*E-06	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{(\text{atom})}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t=16}$
AC 124-2	Mcg	50	694	0.703237	3	0.208164	0.703200
AC 78-3	Ms	134	167	0.703654	3	2.318464	0.703245
AC 133-2	TB-P-anf	63	491	0.703433	2	0.370733	0.703368
AC 137-2	TB-anf	76	718	0.703207	3	0.305831	0.703153
AC 100-4	B-OC	31	563	0.703139	3	0.159090	0.703111

**Tabla IV.4.** Relaciones isotópicas de Sr para los diques de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	Clasf.	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	StdErr*E-06	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{t=16}$	$\epsilon\text{Nd}_{t=0}$	$\epsilon\text{Nd}_{t=16}$	TDM
AC 124-2	Mcg	9.7	52.5	0.512910	2	0.111790	0.512901	5.3	5.4	284.0
AC 78-3	Ms	8.0	45.1	0.512928	2	0.106356	0.512919	5.7	5.8	246.7
AC 133-2	TB-P-anf	8.3	41.0	0.512926	2	0.122591	0.512916	5.6	5.7	290.4
AC 137-2	TB-anf	10.1	52.9	0.512899	1	0.114391	0.512890	5.1	5.2	306.6
AC 100-4	B-OC	7.2	36.4	0.512964	2	0.119441	0.512954	6.4	6.5	224.6

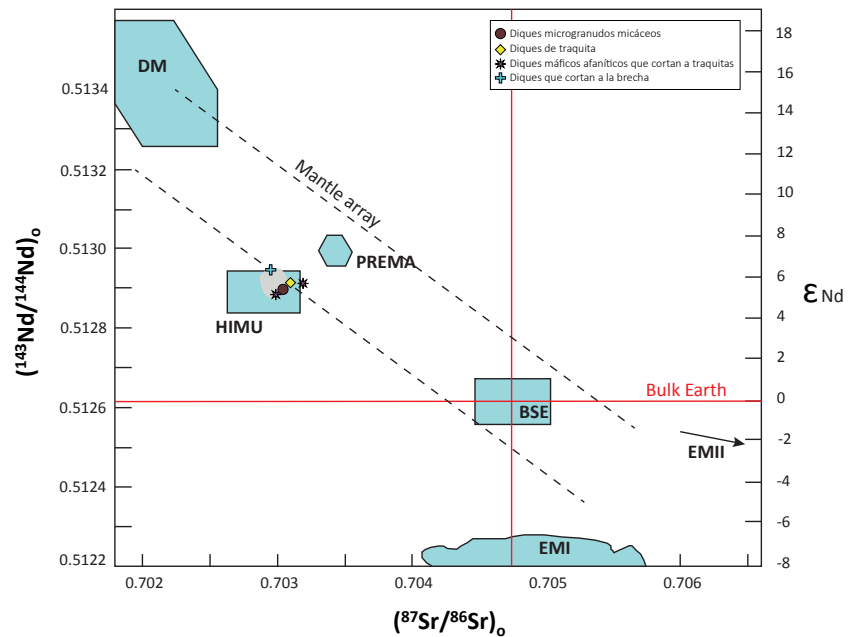
**Tabla IV.5.** Relaciones isotópicas de Nd para los diques de la intrusión de Los Molinos.

Muestra	Clasf.	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$
AC 124-2	Mcg	1.7	6.9	3	39.325	39.324	15.649	15.649	19.165	19.160
AC 78-3	Ms	2.6	10	6.1	39.232	39.231	15.580	15.580	19.415	19.411
AC 133-2	TB-P-anf	1.1	4.9	3.3	38.974	38.973	15.567	15.567	19.154	19.151
AC 137-2	TB-anf	2.5	9.3	4.4	39.292	39.291	15.591	15.591	19.404	19.399

**Tabla IV.6.** Relaciones isotópicas de Pb para los diques de la intrusión de Los Molinos.

**Figura IV.23**

Composición isotópica inicial Sr-Nd para los diques de la intrusión de Los Molinos. Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y Winter (2009).

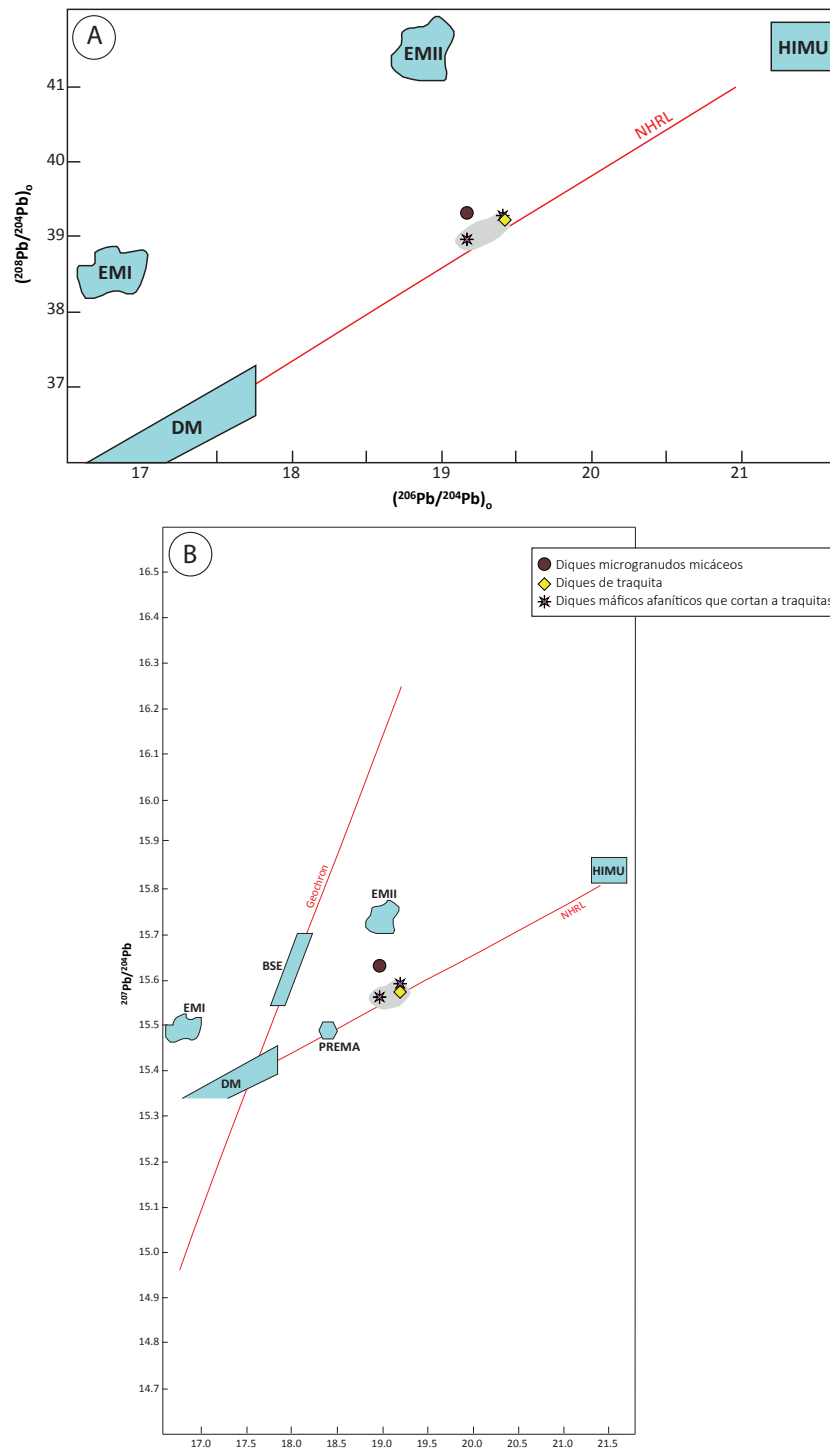


inicial de 0.512919 y un  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de +5.8. Los diques del grupo 3 presentan una relación inicial entre 0.512890 y 0.512916 con valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  comprendidos entre +5.2 y +5.7. Por último, la relación inicial de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para los diques del grupo 4 es de 0.512954 con un valor de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  de +6.5. Al igual que las facies de gabros, los diques se proyectan a la izquierda del *mantle array*, dentro del campo del componente HIMU definido por Zindler y Hart (1986).

En la figura IV.24 se han proyectado las relaciones iniciales de Pb. Las relaciones iniciales de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  son de 19.116, 15.649 y 39.324 respectivamente para los diques microgranudos micáceos. Los diques traquíticos presentan relaciones de 19.411, 15.580 y 39.231 respectivamente y, las relaciones iniciales para los diques del grupo 3 varían entre 19.151-19.399 para la relación  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , entre 15.567 y 15.591 para la relación  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , y entre 38.973 y 39.291 para la relación  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En todos los casos, se proyectan por encima de la NHRL (*Northern Hemisphere Reference Line*), dentro del campo composicional que ocupaban las facies de gabro, excepto los diques microgranudos micáceos que quedan ligeramente enriquecidos con respecto a gabros y al resto de diques.

En la figura IV.25 se han proyectado las relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  frente a las relaciones iniciales de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En todos estos diagramas, los diques se proyectan en el campo composicional definido por los componentes mantélicos MORB, HIMU y EMI.

Los resultados obtenidos para las relaciones isotópicas Sr, Nd y Pb en roca total de los diques, son muy similares, en todos los casos, a los resultados obtenidos para las facies de gabros y venas félsicas

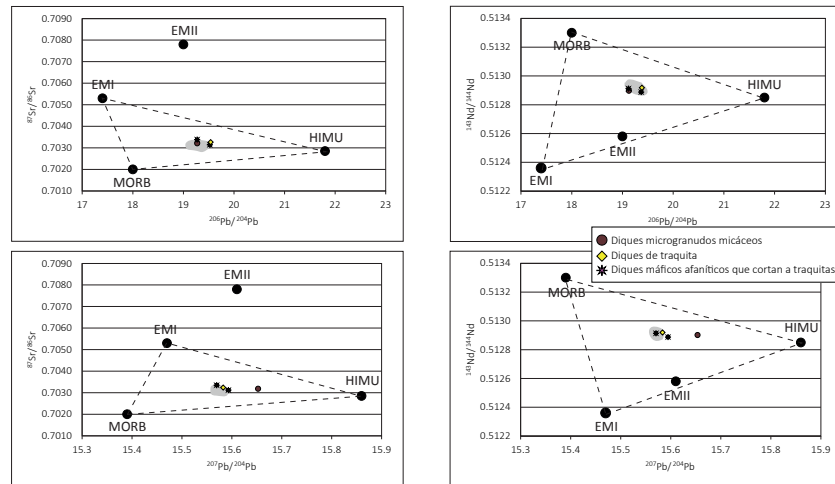
**Figura IV.24**

Composición isotópica inicial de Pb para los diques de la intrusión de Los Molinos. Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y de Winter (2009).



**Figura IV.25**

Relación isotópica inicial en roca total de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs. relación inicial de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de los diques de la intrusión de Los Molinos. Los valores medios para los componentes DM, HIMU, EMI y EMII ha sido extraídos de Zindler Y Hart (1986); Hart *et al.*, (1992).



asociadas de la intrusión de Los Molinos.

#### IV.6.- RELACIÓN ENTRE LOS DIQUES Y LAS FACIES DE GABROS EN LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS

Como se deduce de las relaciones de campo observadas en la intrusión de Los Molinos, de la química mineral y de la geoquímica de los diques, existen al menos 4 momentos de inyección filoniana en la misma.

La primera corresponde a la inyección de diques basálticos porfídicos, microgranulados micáceos y diques máficos afaníticos del grupo 1. Estos diques parecen estar íntimamente relacionados con las facies de gabros de la intrusión, especialmente con la facies de melanogabro-gabro olivínico. Las relaciones de campo en este tipo de diques muestran contactos graduales, con frecuencia sin bordes enfriados, entre estos tipos de diques y la facies de gabros. Además, las relaciones espaciales entre unos y otros son, a grandes rasgos, muy similares, de tal manera que en las partes bajas de la intrusión, donde predominan las facies de melanogabros y gabros olivínicos, son predominantes estos tipos de diques. Atendiendo a la composición mineral también se observa una relación estrecha entre ambos conjuntos litológicos. El rango composicional de olivino, de magnetitas ricas en cromo, de anfíbol o plagioclasa, así como las temperaturas o presiones de cristalización mineral es, en ambos conjuntos litológicos, bastante similar.

La segunda etapa de inyección corresponde al momento de generación de los diques del grupo 2: diques de traquibasalto, diques de basalto plagioclásico y diques traquíticos. Al igual que los anteriores, estos diques también muestran bastantes similitudes con las facies de gabro y, en especial, con las facies de gabro s.s. y leucogabro y con las venas sieníticas de la intrusión de Los Molinos. Por un lado, las relaciones espaciales, ya que ambos conjuntos son especialmente abundantes en

las partes altas de la cámara y, por otro, en la química mineral que presentan ambas unidades, indican una relación estrecha entre ellos. Los diques traquibasálticos y diques de basalto plagioclásico presentan características muy similares con las facies de gabro s.s. y leucogabro, mientras que se puede observar una estrecha relación entre los diques de traquita y las venas sieníticas de la intrusión.

A pesar de no disponer de datos de edad para ninguno de los diques, las relaciones tan estrechas que presentan los diques del grupo 1 y 2 con las facies de gabros, indican proximidad temporal entre ellos, por lo que, de manera preliminar, se puede atribuir una edad similar a la obtenida en las facies de gabros ( $17.4 \pm 1.9$  Ma) a este conjunto de diques.

La tercera etapa de inyección filoniana corresponde a la inyección de los diques traquíticos que presentan bordes enfriados con el gabro, y diques máficos afaníticos que aparecen cortando a los diques traquíticos. Por último, una cuarta etapa que corresponde a la inyección de diques que cortan a la brecha de Salinas. No se han observado relaciones de corte entre la tercera y cuarta etapa, por lo que la numeración de estas etapas no implica temporalidad entre ellas.





## **CARACTERIZACIÓN TEXTURAL DE LAS BRECHAS QUE AFLORAN EN EL ÁREA DE LOS MOLINOS**

**V.1.- INTRODUCCIÓN**

**V.2.- BRECHA DE MORRO NEGRO**

**V.3.- BRECHA DE SALINAS**

**V.4.- POSIBLE ORIGEN PARA LAS BRECHAS**





## V.1.- INTRODUCCIÓN

Además de materiales plutónicos (gabros) y subvolcánicos (diques), en el área de Los Molinos, aparecen materiales brechoides tanto en el sector de Morro Negro como en el sector de Molinos (Fig. II.4 y II.12).

Las brechas que rodean a la intrusión plutónica en el sector de Morro Negro, fueron descritas y consideradas por Galindo (1978) como tobas y brechas volcánicas pertenecientes a las formaciones submarinas de la isla y, por lo tanto más antiguas que la intrusión de Los Molinos a la que rodean. Sin embargo, como se comentó en el capítulo II, durante los trabajos de campo realizados para la preparación de esta tesis doctoral, no se han encontrado signos de esta aureola térmica, por lo que en este trabajo no se han considerado como de origen submarino. Además, dado que el porcentaje de diques que atraviesan a la brecha es sustancialmente menor en comparación con la intensa malla de diques que la rodea, Barrera y Gómez (1991) consideran que es más reciente que el enjambre de 100% diques datado entre 29 y 22 Ma (Ibarrola *et al.*, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2006), el cual, como se ha visto a partir de la geocronología, constituye el encajante de la intrusión de Los Molinos. Los citados autores consideran a esta brecha como una brecha lítica asociada al fenómeno de emplazamiento.

La brecha de Salinas, que aflora en el sector de Los Molinos, parece tener un origen distinto al de las brechas del sector de Morro Negro. Esta brecha ha sido correlacionada con las brechas líticas de Ampuyenta (Barrera y Gómez, 1990b), formación que se encuentra entre el Edificio Volcánico Norte Inferior (NVC-I) y el Superior (NVC-II), y que se interpreta como un depósito de avalancha de escombros producido por la destrucción parcial o total de un edificio volcánico subaéreo previo, probablemente del Edificio Volcánico Norte Inferior (p.e., Ancochea, 1993; Barrera y Gómez, 1990b). Por otro lado, en las últimas cartografías (Barrera y Gómez, 1990b), se ha diferenciado, en la base de la brecha de Salinas, un conjunto litológico también brechoide, formado por fragmentos de alta angulosidad y con escasez de matriz, e interpretado como una brecha tectónica relacionada con un sistema de fracturas ligado a los materiales antiguos de la isla. No obstante, estas características por las que se clasifica como brecha tectónica, como se comentó en el capítulo II, no se han observado en los trabajos realizados durante el transcurso de esta tesis doctoral, por lo que ambos conjuntos litológicos (brecha tectónica y brecha de Salinas) no se han individualizado cartográficamente.

A continuación se presentan los aspectos texturales más destacados de la brecha de Morro Negro y de la brecha de Salinas, en lo que constituye, así, el primer estudio textural detallado de estas litologías. Los aspectos que se van a considerar consisten en: 1) la caracterización de los fragmentos (tamaño, redondez, esfericidad y composición), 2) la caracterización de la matriz en la cual se encuentran empastados y, 3) la estimación del porcentaje relativo entre ambos (fragmentos y matriz).

Esta estimación debe tomarse con precaución dado que, al tratarse de brechas tan heterométricas, la estimación de estos porcentajes es fuertemente dependiente del tamaño de la muestra, por lo que algunas de las fotografías tomadas en afloramiento, las muestras de mano y láminas delgadas no son, en muchos casos, representativas del total de la brecha. Con ello, y a falta de un estudio estratigráfico detallado, se pretende avanzar en la caracterización genética de los fragmentos constituyentes.

Dado que en ambos casos se trata de brechas compactas, no se pudieron realizar análisis granulométricos mediante tamizado, por lo que se eligieron fotografías y muestras representativas de cada sector de la intrusión, sobre las que se trazaron los perímetros de los fragmentos que se observan a diferentes escalas: escala de afloramiento, escala de muestra de mano y escala de lámina delgada, de manera similar a la propuesta por Saotome *et al.*, (2002). Posteriormente, se tomaron las medidas de los fragmentos individualizados con el *software* JMicroVision v.1.2.7 (Roudit, 2007). Los resultados obtenidos se presentan en el anexo IX.4 en el CD adjunto al manuscrito de este trabajo.

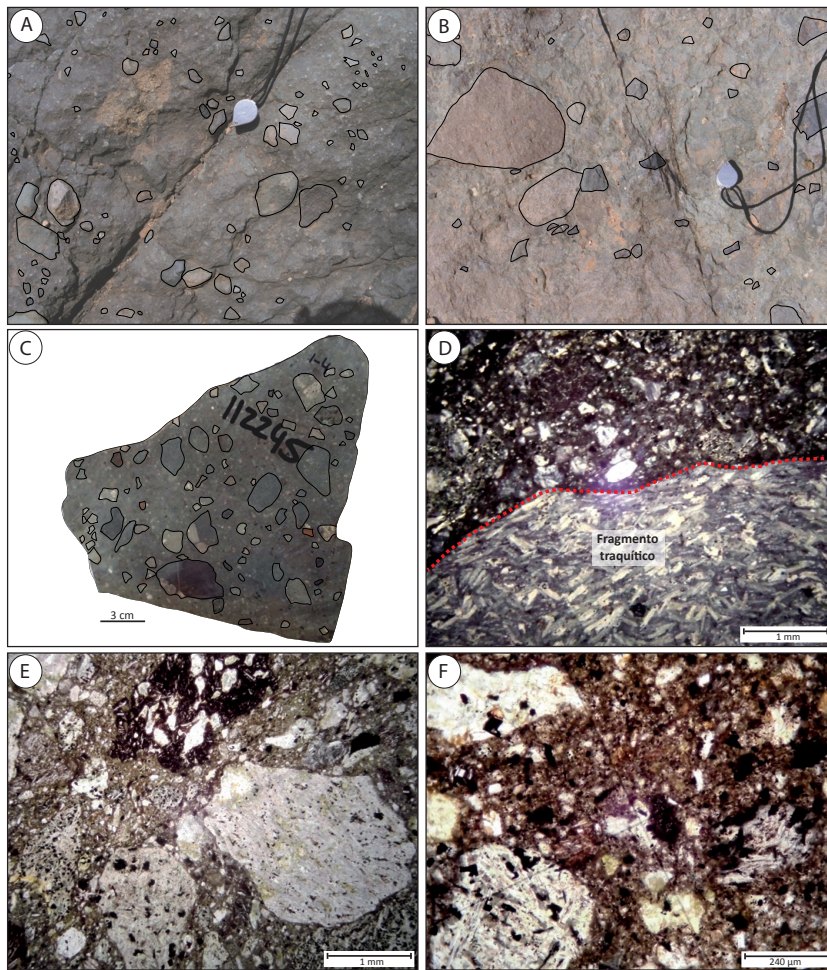
## **V.2.- BRECHA DE MORRO NEGRO**

### **V.2.1- Resultados a escala de afloramiento**

Como se comentó en el capítulo II, la brecha del sector de Morro Negro, es una brecha bien consolidada, heterométrica y polimíctica. Es de tipo matriz-soportado, con fragmentos de diques de composición basáltica, traquibasáltica y traquítica, siendo estos últimos los más abundantes y, en menor medida, con fragmentos de gabros, a veces ricos en olivino en los afloramientos que rodean las partes más bajas de la intrusión en este sector, y a veces ricos en plagioclasa, similares a los leucogabros de la intrusión, en los afloramientos de brecha que rodean las partes altas de la zona oriental (brechas del Morro de la Cueva, Fig. I.4). A esta escala, la matriz es afanítica, bien consolidada, y presenta colores oscuros, verdosos o violáceos.

A esta escala, se ha realizado el análisis granulométrico sobre 7 fotografías correspondientes a diferentes zonas que cubren el área de afloramiento de la brecha de Morro Negro. En las figuras V.1A y V.1B, se pueden observar imágenes de detalle de algunos afloramientos realizadas en varias zonas de esta brecha, así como un dibujo a mano alzada de los fragmentos que se pueden diferenciar a simple vista, con los que se ha realizado el análisis granulométrico.

El perímetro de los fragmentos varía entre 0.4 y 45 cm con una media de 3.9 cm y una moda que varía entre 1 y 2 cm (Fig. V.2). Presentan

**Figura V.1**

Aspectos texturales y petro-lógicos de la brecha de Morro Negro a diferentes escalas. A y B) Aspectos a escala de afloramiento. B) Aspectos a escala de muestra de mano. C y D) Imágenes bajo microscopio petrográfico, de los principales tipos de fragmentos que componen la brecha. F) Imagen bajo microscopio petrográfico del aspecto general de la matriz de la brecha.

un diámetro circular equivalente de entre 0.1 y 13 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre -4.9 y -2.4, clasificándose como tamaños equivalentes a lapilli medio y lapilli grueso según Murcia *et al.*, (2013). Presentan formas con baja esfericidad y de sub-angulosas a sub-redondeadas según el comparador visual de Powers (1982).

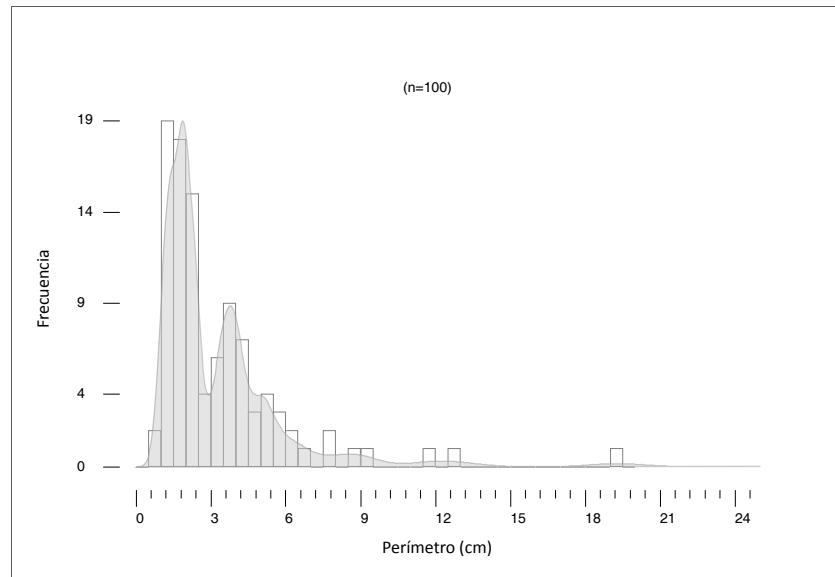
La estimación del porcentaje de matriz se ha realizado mediante un conteo de puntos similar a la estimación de los porcentajes modales en las facies de gabros, sobre las mismas fotografías sobre las que se ha realizado el análisis granulométrico. De este modo, se ha obtenido un porcentaje medio de matriz del 48 % sobre un porcentaje de fragmentos del 52 % para esta escala. Sin embargo, dado que mucho de los fragmentos no son identificables en las fotografías, dada la poca diferencia de color que existe principalmente entre los fragmentos basálticos y la matriz, es probable que el porcentaje de ésta esté sobrestimado.

#### V.2.2.- Resultados a escala de muestra de mano

Para esta escala, se han tenido en cuenta 3 muestras. La figura IV.1C

**Figura V.2**

Histograma de frecuencia para el perímetro de los fragmentos que constituyen la brecha de Morro Negro a escala de afloramiento.



corresponde a una imagen de una de las muestras de mano, sobre la que se han trazado los fragmentos con los que se ha realizado el análisis granulométrico.

El perímetro de los fragmentos varía entre 0.3 y 23 cm con una media de 3 cm y una moda que varía entre 0.6 y 1.8 cm. Presentan un diámetro circular equivalente de entre 0.1 y 6.4 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre -6.0 y -0.2, clasificándose como tamaños equivalentes a los que están entre ceniza muy gruesa y lapilli grueso según Murcia *et al.*, (2013). Presentan formas con baja esfericidad y sub-redondeadas según el comparador visual de Powers (1982).

La composición de los fragmentos es muy similar a la que se observa a escala de afloramiento. A esta escala de muestra de mano, la matriz es afanítica en muchos sectores, mientras que en otros, parece estar formada por pequeños fragmentos de la misma composición que los fragmentos más grandes, así como por pequeños cristales de colores claros (probablemente feldespatos), y oscuros que probablemente correspondan a óxidos y/o piroxenos.

### V.2.3.- Resultados a escala de lámina delgada

Para esta escala, se han tomado medidas sobre los fragmentos observados en 7 muestras diferentes. En las figuras V.1D, V.1E y V.1F se presentan imágenes, realizadas bajo microscopio petrográfico de luz transmitida, de la brecha de Morro Negro.

El perímetro de los fragmentos a esta escala varía entre 0.05 y 4.6 cm con una media de 0.3 cm y una moda que varía entre 0.12 y 0.2 cm. Presentan un diámetro circular equivalente de entre 0.02 y 1.2 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre -3.66 y 2.1, clasificándose

como tamaños equivalentes a los que están entre lapilli medio y ceniza media según Murcia *et al.*, (2013). Por lo general, presentan formas con baja esfericidad y sub-redondeadas, excepto en algunos puntos, como por ejemplo en el punto 17, donde los fragmentos presentan baja esfericidad y formas angulosas, según el comparador visual de Powers (1982).

Bajo microscopio óptico se pueden diferenciar varios tipos de fragmentos: 1) fragmentos de roca clara, 2) fragmentos de roca oscura, 3) fragmentos de roca rica en vesículas, 4) fragmentos de gabro, 4) cristales claros y 5) cristales oscuros.

Los fragmentos de roca clara, los más abundantes en esta brecha, tienen una composición principalmente traquítica (Fig. V.1D y E) con un tamaño de grano similar al de los diques traquíticos de este sector de la intrusión. Muchos de los fragmentos presentan alteración elevada, de modo que los cristales de feldespato pueden estar totalmente sericitizados. También es frecuente encontrar, en estos fragmentos, minerales secundarios típicos de alteración hidrotermal como clorita, calcita y minerales del grupo de las zeolitas, éstos últimos llegando a constituir componentes mayoritarios de los fragmentos. Este tipo de alteración hidrotermal intensa es también frecuente en muchos de los diques de traquita, llegando a hacer irreconocible su textura original (ver capítulo IV).

Los fragmentos de roca oscura presentan una pátina de alteración anubarrada, que dificulta su clasificación. Sin embargo, en algunos de estos fragmentos se llegan a reconocer prismas alargados de plagioclasa con textura fluidal (Fig. V.1D), que podrían corresponder a fragmentos de roca volcánica basáltica o bien, dado su tamaño medio próximo a 0.4-0.5 mm, y su textura fluidal, a fragmentos de los diques de basalto microporfídico o de traquibasalto.

Los fragmentos de roca ricos en vesículas son escasos en esta brecha. Parecen tener una composición basáltica o traquibasáltica, dado que ocasionalmente se pueden diferenciar pequeñas acículas de plagioclasa muy alterada, y las vesículas se encuentran totalmente rellenas principalmente por zeolitas y en menor medida por calcita.

Los fragmentos de gabro son, como se ha descrito a escala de afloramiento, de diversos tipos, aunque también escasos. Los ricos en olivino, presentan grandes cristales de este mineral con abundancia de inclusiones aciculares de espinela, lo que les da un color gris, similar al que presenta a veces el olivino en la facies de melanogabro-gabro olivínico de la intrusión.

Los cristales se encuentran diseminados por toda la roca. Son de pequeño tamaño y tienen hábitos subhedrales. Los claros corresponden a feldespatos, aunque con frecuencia están totalmente reemplazados o bien por calcita o por calcita y zeolitas. Los minerales oscuros son opacos, probablemente formados por óxidos de hierro y cristales de



anfíbol.

La matriz es bastante similar en toda la brecha. En ella aparecen abundantes fragmentos de tamaño muy pequeño, de la misma composición que los fragmentos grandes. Además, se pueden diferenciar diminutos cristales claros que principalmente corresponden a feldespatos, generalmente alterados y cristales oscuros que corresponden a minerales opacos, todos ellos envueltos en una masa marrón (Fig. V.1F). Esta masa marrón está formada por pequeños “grumos” de forma redondeada de tamaño lapilli fino o ceniza.

A esta escala, se ha obtenido un porcentaje medio de matriz del 59 % (masa marrón + fragmentos menores a 2 mm) sobre un porcentaje de fragmentos del 41 %.

### V.3.- BRECHA DE SALINAS

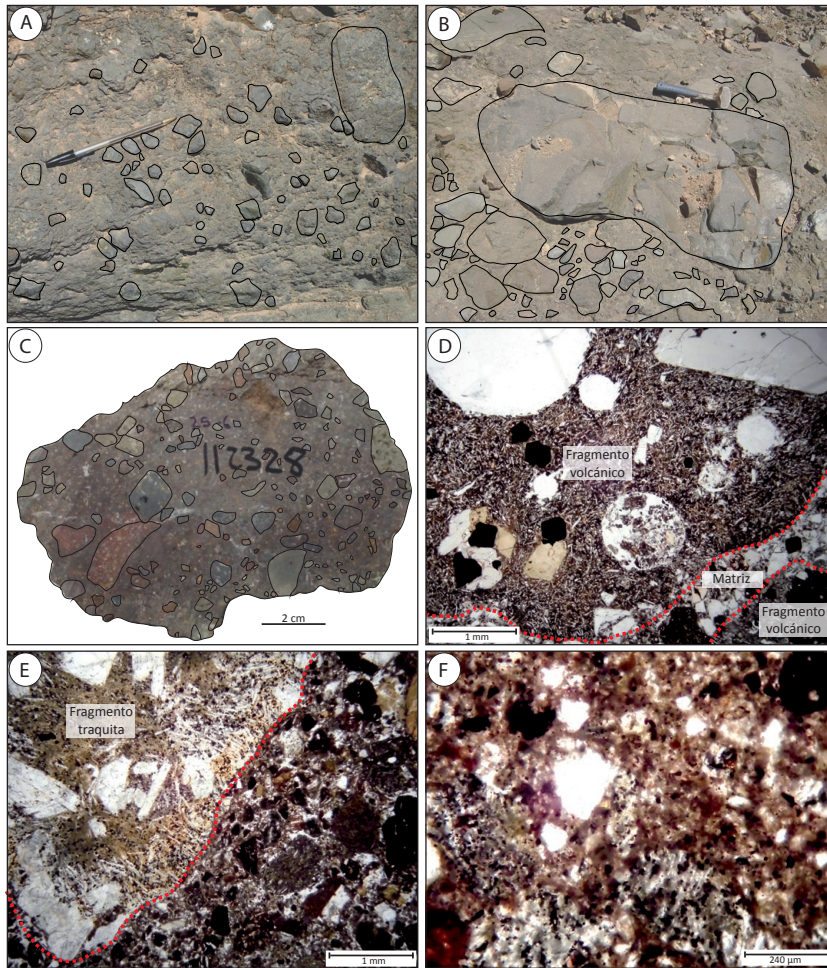
#### V.3.1- Resultados a escala de afloramiento

En la figura V.3A y V.3B, se pueden observar imágenes de afloramiento realizadas en varias zonas de esta brecha, así como un dibujo a mano alzada de los fragmentos que se pueden diferenciar a simple vista, y con los que se ha realizado el análisis granulométrico.

Como se comentó en el capítulo II, son rocas matriz-soportadas, heterométricas y polimícticas, donde la composición de los fragmentos es principalmente basáltica, apareciendo también fragmentos de gabros, principalmente en la base de la brecha y fragmentos traquíticos, estos más abundantes hacia las partes medias y altas de la misma. Por lo general esta brecha tiene una matriz bien consolidada, excepto en las partes bajas, donde la matriz presenta un aspecto arenoso y más deleznable.

Los fragmentos basálticos pueden presentar diferente textura, desde afanítica, los más abundantes; afanítica rica en vesículas; porfídica, con fenocristales de olivino o porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasa. Los fragmentos traquíticos, que normalmente son de grano fino-medio, presentan ocasionalmente textura porfídica. Los fragmentos de gabro son muy similares a los gabros s.s. que se describieron en el capítulo II para el sector de Molinos.

El perímetro de los fragmentos varía entre 0.4 y 41.8 cm, con una media de 15.6 cm y una moda que varía entre 1.1 y 3.2 cm (Fig. V.4). Presentan un diámetro circular equivalente de entre 1.5 y 10.7 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre -0.6 y -10.1, clasificándose como tamaños equivalentes a los que están entre ceniza muy gruesa y bomba/bloque medio según Murcia *et al.*, (2013). Presentan formas con baja esfericidad y sub-redondeadas según el comparador visual de

**Figura V.3**

Aspectos texturales y petrológicos de la brecha de Salinas a diferentes escalas. A y B) Aspectos a escala de afloramiento. B) Aspectos a escala de muestra de mano. C y D) Imágenes bajo microscopio petrográfico, de los principales tipos de fragmentos que componen la brecha. F) Imagen bajo microscopio petrográfico del aspecto general de la matriz de la brecha.

Powers (1982).

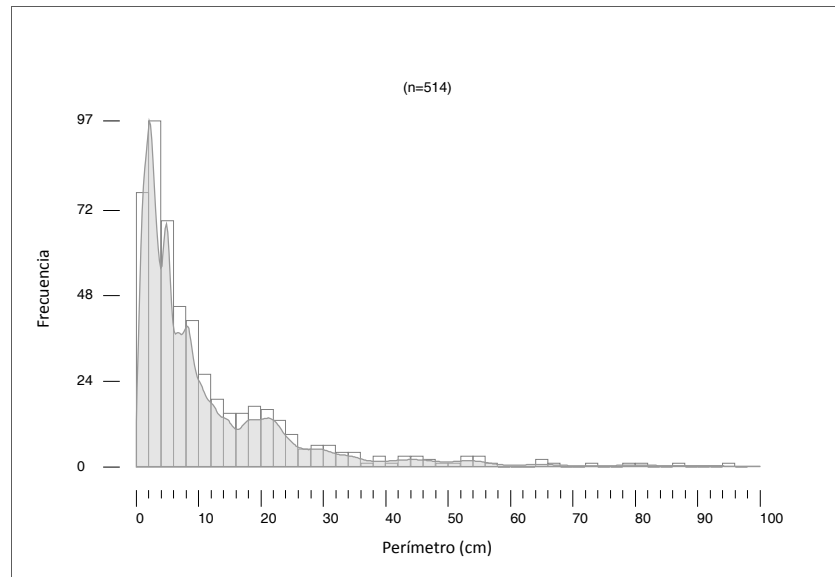
### V.3.2.- Resultados a escala de muestra de mano

La figura V.3C corresponde a una imagen de muestra de mano, sobre la que se han trazado los fragmentos con los que se ha realizado el análisis granulométrico.

El perímetro de los fragmentos varía entre 0.2 y 22 cm con una media de 13.5 cm y una moda que varía entre 3.2 y 9 cm. Presentan un diámetro circular equivalente de entre 0.9 y 63.1 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre 0.2 y -5.9, clasificándose como tamaños equivalentes a los que están entre ceniza gruesa y ceniza muy fina según Murcia *et al.*, (2013). Presentan formas con baja esfericidad y sub-redondeadas según el comparador visual de Powers (1982).

La composición de los fragmentos es muy similar a la que se observa a escala de afloramiento y la matriz es afanítica en muchos sectores, mientras que en otros, parece estar formada por pequeños fragmentos, de la misma composición que los fragmentos más grandes, y pequeños

**Figura V.4**  
Histograma de frecuencia para el perímetro de los fragmentos que constituyen la brecha de Salinas a escala de afloramiento.



cristales de colores claros, (probablemente feldespatos), y oscuros, que probablemente corresponden a óxidos y/o piroxenos.

### V.3.3.- Resultados a escala de lámina delgada

En las figuras V.3D, V.3E y V.3F se presentan imágenes, realizadas bajo microscopio petrográfico de luz transmitida, de la brecha de Salinas.

El perímetro de los fragmentos a esta escala varía entre 0.06 y 4.4 cm con una media de 0.06 cm y una moda que varía entre 0.02 y 0.04 cm. Presentan un diámetro circular equivalente de entre 0.2 y 11.3 cm, equivalente a un valor de Phi ( $\phi$ ) de entre 2.1 y -3.5, clasificándose como tamaños equivalente a los que están entre ceniza media y lapilli medio según Murcia *et al.*, (2013). Presentan formas con baja esfericidad y sub-redondeadas según el comparador visual de Powers (1982).

Bajo el microscopio óptico se han podido diferenciar los siguientes tipos de fragmentos, descritos en orden de abundancia:

1) Fragmentos volcánicos oscuros con cristales y/o vacuolas. Presentan una matriz de grano fino a muy fino compuesta por cristales claros aciculares sericitizados, empastados por una masa marrón isótropa y criptocristalina. Pueden presentar fenocristales de clinopiroxeno, que en comparación con el resto del fragmento están bastante bien preservados, de olivino totalmente reemplazado por serpentina y opacos, así como vacuolas muy esféricas, en ocasiones totalmente rellenas de calcita (Fig. V.3D)

2) Fragmentos oscuros. Estos fragmentos son muy similares a los encontrados en las brechas de Morro Negro. Presentan una pátina de

alteración oscura y anubarrada por lo que se dificulta su clasificación. En algunos de los fragmentos se observan cristales aciculares claros, probablemente plagioclasas.

3) Fragmentos claros de composición traquítica, con alto grado de alteración, donde los cristales de feldespato pueden estar totalmente sericitizados. También es frecuente encontrar, en estos fragmentos, clorita, calcita y minerales del grupo de las zeolitas. Estos fragmentos pueden tener textura porfídica con grandes fenocristales (1-1.5 mm) de plagioclasa (Fig. V.3E).

4) Cristales sueltos, tanto claros como oscuros. Los claros pueden ser plagioclasas total o parcialmente sericitizadas u olivinos totalmente serpentinizados, mientras que los minerales oscuros corresponden a minerales opacos, probablemente óxidos de hierro.

Se han distinguido dos tipos de matriz, una muy oscura y anubarrada, con colores marrones casi negros en la cual no se han podido identificar componentes (Fig. V.3F), y otro tipo de matriz más clara (Fig. V.3D), formada por pequeños cristales de plagioclasa, minerales opacos y pequeños fragmentos similares a los descritos anteriormente. Ambas pueden coexistir en la misma muestra.

#### **V.4.- POSIBLE ORIGEN PARA LAS BRECHAS**

A partir de las relaciones de campo, petrografía y relaciones texturales descritas para las brechas que afloran en el área de la intrusión de Los Molinos, en esta sección se tratará de establecer el posible origen de las mismas.

##### **V.4.1.- Brecha de Morro Negro**

Como se apuntaba en la introducción a este capítulo, recientemente, se ha considerado a estas brechas como brechas líticas de extrusión asociadas al emplazamiento de los gabros (Barrera y Gómez, 1991). Dichos autores fundamentan esta asociación en dos hechos: la cartografía, en la cual la brecha rodea casi completamente a los gabros del sector de Morro Negro y la alta proporción de fragmentos de diques de la misma composición que los asociados a los gabros y de los propios gabros.

La intrusión de magmas en rocas pre-existentes, cualquiera que sea su naturaleza, puede producir la fragmentación mecánica de las mismas, dando lugar a brechas constituidas por fragmentos de todo tipo cristalizados previamente a dicha intrusión, envueltos en una matriz ígnea. Este tipo de brechas suele aparecer con frecuencia en los márgenes de los cuerpos intrusivos (Bryant, 1968; Ehlers, 1979; Lawless y White, 1990). La forma de afloramiento, alrededor de la intrusión,

y las características observadas en las brechas de Morro Negro, en las que aparece una mezcla de fragmentos de diferentes tamaños, redondez y tipos de roca, y entre los que se incluyen fragmentos de la roca caja y fragmentos intrusivos, son características comunes en brechas intrusivas como la de Mirror Lake, USA (Vallier y Friedly, 1972), las de Åland, Finlandia (Ehlers, 1979) o las de Duchess, Australia (Blake *et al.*, 1982), lo que apoya una interpretación de este tipo para las brechas de Morro Negro.

La formación de estas brechas podría estar relacionada con el propio proceso de cristalización que se ha descrito para la intrusión de Los Molinos. En dicho proceso, las primeras rocas en formarse (facies de melanogabro-gabro olivínico) acumulan fuertemente minerales de fraccionación temprana, como olivino y clinopiroxeno, mientras que plagioclasa y en buena medida anfíbol y mica se van concentrando, para ir produciendo facies progresivamente más diferenciadas, de gabro s.s. y leucogabro. Los cuerpos de leucogabro tienden a concentrarse en las zonas altas y marginales del sector de Morro Negro, en las que además son más abundantes también los diques de traquibasalto y basalto plagioclásico, y las traquitas. En los capítulos II y IV se describió cómo ambos tipos (basaltos plagioclásicos y traquitas) tienden a aumentar de potencia en estas zonas, llegando a formar, en el caso de las traquitas, pequeños pitones. La concentración de magmas ricos en sílice, con alta cantidad de fenocristales de feldespato en estas zonas de borde de la intrusión (sobre todo superiores), haría que estos magmas no pudieran fluir y en estas zonas más fracturadas, perderían volátiles bruscamente, rompiendo los diques encajantes e incluso puntualmente el propio gabro y formando las brechas alrededor de la intrusión. El hecho de que el contacto entre gabros y brechas se produzca siempre a través de los diques parece apoyar también esta idea.

En este sentido, Lawless y White (1990) definen un tipo de brechas intrusivas que son producidas en las últimas etapas de emplazamiento, motivadas por la acumulación y separación de una fase fluida (rica en volátiles) del cuerpo intrusivo, proceso definido por Phillips (1973) como ebullición retrógrada. Estos fluidos tienen un alto potencial para la fracturación hidráulica y pueden fracturar las capas suprayacentes al cuerpo intrusivo. Además, estos fluidos pueden transportar hacia arriba fragmentos en suspensión, que pueden ser redondeados por corrosión durante el ascenso (Vallier y Fredley, 1972; Ehlers, 1979). Este proceso de enriquecimiento en volátiles en las últimas etapas de cristalización de la intrusión de Los Molinos, fue puesto de manifiesto en la sección III.7 y IV.7, por lo que la acción de fases fluidas residuales de la cristalización puede explicar, por un lado, el alto grado de redondez de los fragmentos observado en algunas partes de la brecha de Morro Negro y, por otro, el alto grado de alteración y reemplazamiento por minerales secundarios observados en los fragmentos, típicos de alteración hidrotermal.



Dado que la formación de este tipo de brechas está íntimamente relacionada con el proceso intrusivo, de alta temperatura, y el emplazamiento de magmas ricos en sílice y poco capaces de fluir suele ser un emplazamiento forzado, cabe esperar zonas de deformación dúctil alrededor de la intrusión, las cuales presentan direcciones únicamente condicionadas por el esfuerzo local asociado al emplazamiento de estos magmas y no por los regímenes tectónicos regionales (Lawless y White 1990). Esto explicaría las zonas de deformación, de carácter muy local, observadas en la parte sur de la brecha (punto 2 de la figura II.4 y figura II.11F), próximas al contacto con el gabro, que son similares a las deformaciones descritas en la brecha intrusiva de Åland, Finlandia (Ehlers, 1979) directamente relacionadas con una intrusión de tonalitas.

#### V.4.2.- Brecha de Salinas

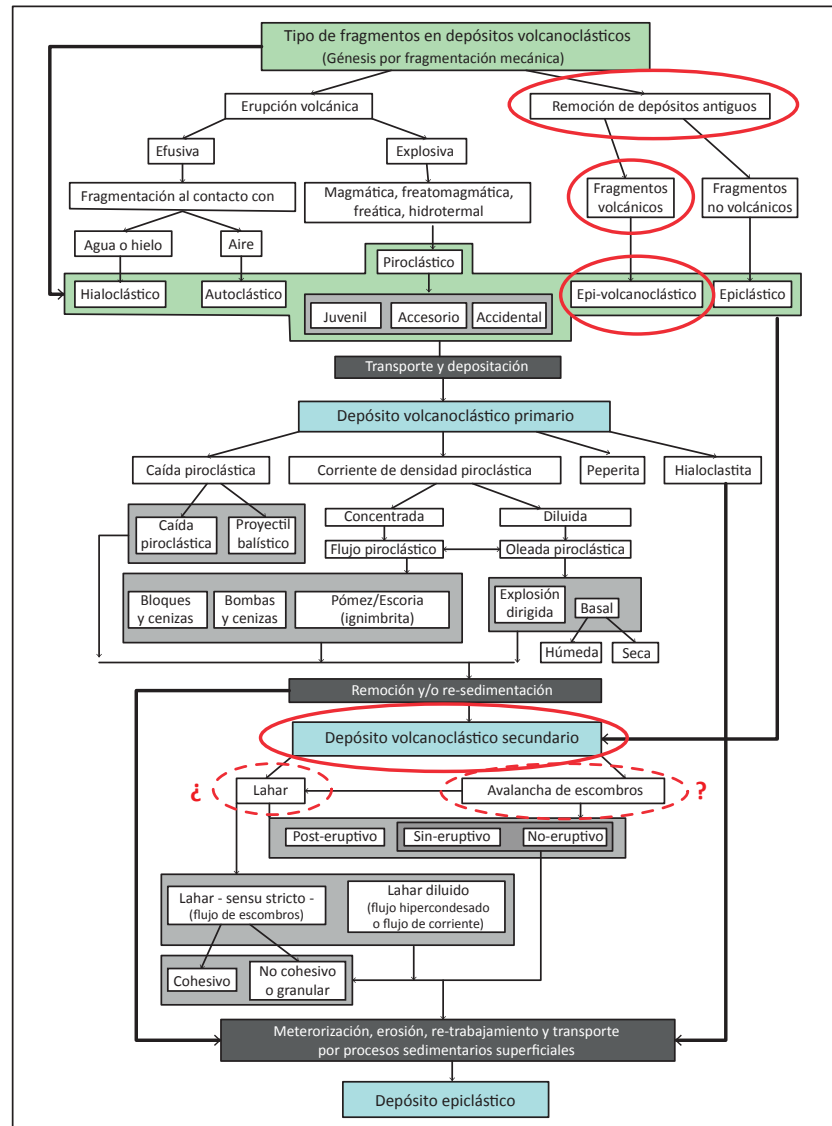
Al igual que la brecha de Morro Negro, la brecha de Salinas está formada por fragmentos de composiciones, tamaños y formas diversas pero, a diferencia de la primera, la brecha de Salinas está formada principalmente por fragmentos volcánicos de composición basáltica. Otra diferencia notable está en la matriz, que a pesar de presentar elevada alteración en ambas brechas, en la de Salinas tiene, especialmente a la base, una textura arenosa (ver capítulo II). Además, aunque no se ha estudiado en detalle, la disminución del tamaño de los fragmentos desde la base al techo de la unidad, y la existencia de niveles ricos en fragmentos traquíticos hacia las partes medias, apuntan a que la brecha de Salinas parece tener cierta estratificación interna. Todas estas características sugieren que la brecha de Salinas tenga un carácter subaéreo para su formación, tal y como ya apuntaban Barrera y Gómez (1990b), tratándose pues de un depósito volcanoclástico, entendiéndose éste como el *“espectro completo de depósitos clásticos, compuestos en parte o enteramente de fragmentos volcánicos originados a partir de fragmentación mecánica por procesos volcánicos primarios o de re-sedimentación”* (Murcia et al., 2013).

La figura V.5 de Murcia et al., (2013), representa un diagrama de flujo que conduce a nombrar y clasificar los depósitos volcanoclásticos con relación a su origen e identificar si el proceso que los produjo está directamente relacionado o no con una erupción volcánica (depósitos volcánicos primarios), o bien se trata de un depósito removido y/o re-sedimentado (depósito volcanoclástico secundario). Siguiendo este esquema, parece lógico indicar que la brecha de Salinas se trate de un depósito volcanoclástico secundario ya que:

- 1) Un depósito formado por piroclastos de caída es, por lo general, un depósito constituido por fragmentos piroclásticos dispuestos en capas bien seleccionadas y monomícticas (o poco polimícticas).

**Figura V.5**

Diagrama de clasificación de los tipos de fragmentos y depósitos volcanoclásticos, primarios y secundarios (Murcia *et al.*, 2013). Las líneas rojas corresponden al camino seguido para la clasificación de la brecha de Salinas.



- 2) Un depósito de corriente de densidad piroclástica es un depósito mal seleccionado formado por fragmentos de cualquier origen (piroclástico, autoclástico, epiclástico o volcanoclástico) envueltos por una matriz constituida por ceniza volcánica (flujo piroclástico). Estos depósitos se caracterizan por la alta proporción de fragmentos piroclásticos o por la presencia de: estructuras en flama si se trata de flujos piroclásticos, o laminaciones paralelas si éstos corresponden a oleadas piroclásticas.
- 3) Una peperita se caracteriza por la presencia de fragmentos volcánicos (principalmente fragmentos de lava) y fragmentos epiclásticos (principalmente fragmentos sedimentarios).
- 4) Un depósito hialoclastítico, que se genera por enfriamiento rápido de la lava al contacto con agua o hielo, es, por lo general, un depósito monomítico (o poco polimítico).

La brecha de Salinas no reúne ninguna de las características que definen estos tipos de depósitos volcánicos primarios.

Por tanto, según al diagrama propuesto por Murcia *et al.*, (2013), los fragmentos que forman la brecha de Salinas reciben el nombre de fragmentos epi-volcanoclásticos o epiclásticos y forman un depósito volcanoclástico secundario. Según estos autores, estos depósitos se pueden generar por lahares o por avalancha de escombros.

Los lahares son mezclas densas de detritos rocosos (de cualquier tipo y origen) movilizados por agua y originados en las pendientes de los volcanes (Smith y Fritz, 1989). Los depósitos de lahar se caracterizan por presentar abundantes arcillas, granoselección negativa (el tamaño de los fragmentos aumenta desde la base hacia el techo del depósito), y ausencia de orientación preferente de los fragmentos (Smith y Fritz, 1989).

Un depósito de avalancha de escombros es el resultado del colapso de uno de los flancos de un edificio volcánico (Ui, 1983; Siebert, 1984). Estos depósitos se caracterizan por la presencia de distintos tipos de facies (Reubi y Hernandez, 2000 y referencias en el interior): 1) facies de bloques, que consisten en grandes bloques homogéneos que son transportados y depositados relativamente intactos con respecto a como se encontraban en su fuente, conservando prácticamente todas sus características internas. Estos bloques pueden alcanzar tamaños de hasta cientos de metros y pueden estar fracturados parcial o totalmente; y 2) facies de matriz, la cual se ha generado por fragmentación mecánica progresiva de las facies de bloque. Los fragmentos de la matriz pueden ser desde milimétricos hasta métricos.

Como se puede deducir del alto grado de alteración y consolidación que presenta la brecha de Salinas, y con los resultados obtenidos en este trabajo, la discriminación entre ambos tipos de depósitos (lahar o avalancha de escombros) es difícil. La naturaleza de la matriz de la brecha de Salinas, que está compuesta, por un lado, por pequeños fragmentos similares a los fragmentos de mayor tamaño, apunta hacia un depósito de tipo avalancha de escombros. Sin embargo, las partes de matriz formadas por materiales anubarrados oscuros no se han identificado, por lo que podrían corresponder a un depósito arcilloso ahora alterado, apuntando de este modo a un depósito de tipo lahar, donde el material arcilloso es abundante en relación al material fragmentario. Sin embargo, este tipo de materiales aparecen en mucha menor proporción que los pequeños fragmentos que forman la matriz, por lo que, en este sentido, la brecha de Salinas correspondería a un depósito de avalancha de escombros.

La brecha de Salinas se ha relacionado con las brechas líticas de Ampuyenta, ya que ambas presentan a grandes rasgos, características similares (Barrera y Gómez, 1990b). Las brechas de Ampuyenta afloran en la parte media de los volcanes miocenos (Dominio Este), apoyándose

discordantemente sobre los materiales volcánicos inferiores, del centro de la isla y, ocasionalmente en posición discordante sobre los materiales del Dominio Oeste (Ancochea, 1993). Esta brecha tiene un espesor de hasta 200 m y está formada principalmente por fragmentos de lavas subaéreas de todo tamaño y tipo (basaltos afaníticos, ankaramíticos, plagioclásicos, traquitas y ocasionalmente fragmentos de rocas plutónicas) (Coello *et al.*, 1992; Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996; Barrera y Gómez, 1990a), presentando así características similares a las descritas para la brecha de Salinas. Las brechas líticas de Ampuyenta se han interpretado como un depósito de avalancha de escombros producido por la destrucción parcial o total de un edificio volcánico subaéreo previo, probablemente la parte inferior del Edificio Norte (NVC-I, Ancochea 1993; Barrera y Gómez, 1990a).

La edad de la formación de las brechas líticas de Ampuyenta se ha establecido entre los 15.3 y 14.3 Ma (Ancochea *et al.*, 1996), mientras que no se tienen datos para la edad de la brecha de Salinas. Sin embargo, ésta última aparece estructuralmente encima de la intrusión de Los Molinos, datada en este trabajo en  $17.4 \pm 1.9$  Ma, por lo que ésta debería ser de edad inferior y, probablemente correlacionable con la edad de las brechas líticas de Ampuyenta. En este sentido, y en caso de que la brecha de Salinas y la brecha de Ampuyenta estén correlacionadas, el origen de la brecha de Salinas sería similar al atribuido para la brecha de Ampuyenta, y relacionado con la destrucción parcial del Edificio Norte Inferior (NVC-I).

# VI

## **DISCUSIÓN FINAL: INTEGRACIÓN DE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO GENERAL DE LA ISLA DE FUERTEVENTURA**

**VI.1.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y OTRAS  
INTRUSIONES DE LA ISLA**

**VI.2.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y EL  
VULCANISMO MIOCENO DE LA ISLA**

**VI.3.- POSIBLE RELACIÓN ENTRE LAS INTRUSIONES Y LOS COLAPSOS DE  
LA ISLA**

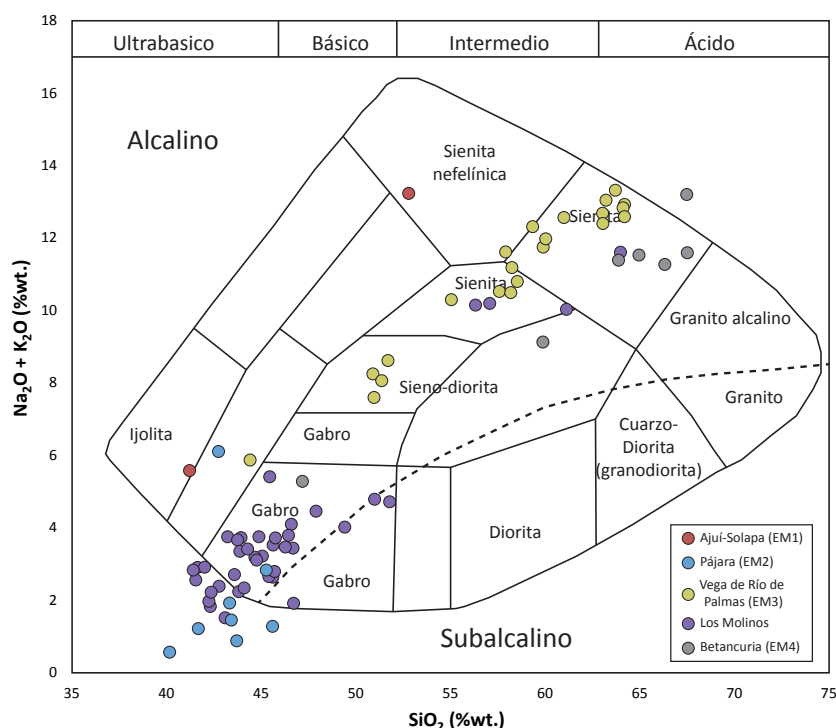




## VI.1.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y OTRAS INTRUSIONES DE LA ISLA

Las intrusiones que afloran en la isla de Fuerteventura están representadas por una serie de cuerpos plutónicos de tamaño variable, más o menos alineados en dirección 015°, que han sido agrupados en cuatro episodios magmáticos (ver sección I.4) (Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo, 2004). En esta clasificación de episodios, el plutón de Los Molinos parece afín, en principio, al episodio magmático EM2 o episodio alcalino transicional (Muñoz *et al.*, 2003), el cual está ampliamente representado por la intrusión o plutón de Pájara y datado en 22-21 Ma (Sagredo *et al.*, 1996; Allibon *et al.*, 2011). Geoquímicamente y petrológicamente, la intrusión de Pájara y la intrusión de Los Molinos, presentan características similares. En ambas, aparecen diferentes facies de gabros (con o sin olivino, con o sin facies pegmatoides asociadas) de alcalinidad moderada a baja. Sin embargo, en la intrusión de Pájara son comunes los términos piroxeníticos, los cuales no aparecen en Los Molinos, sugiriendo una mayor profundidad de emplazamiento para la intrusión de Pájara.

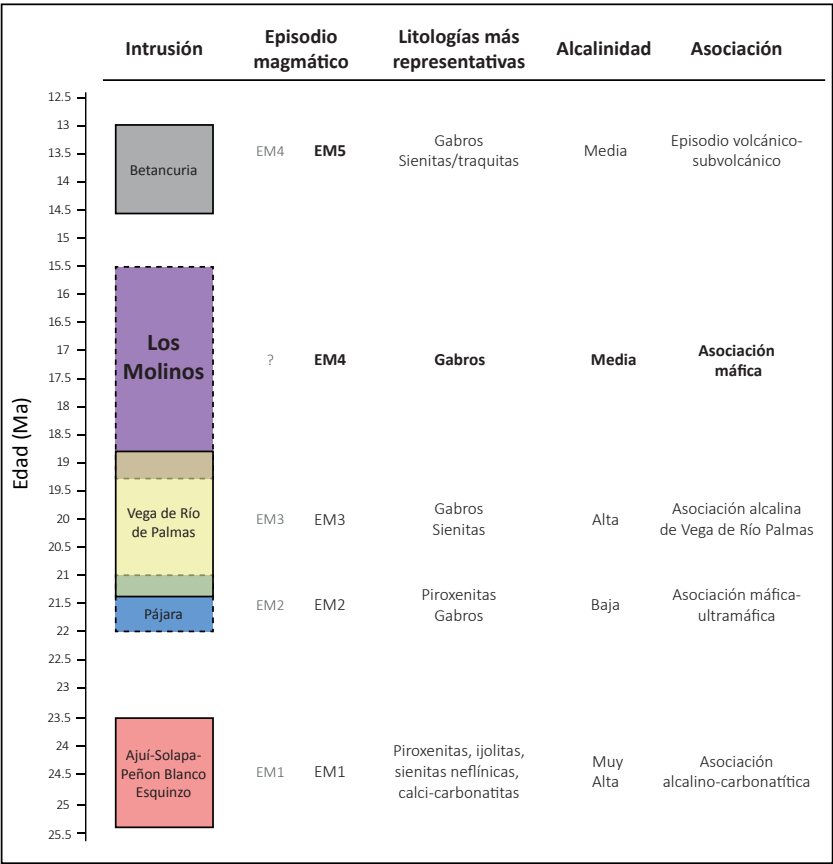
En la figura VI.1 se han proyectado las rocas pertenecientes a estos cuatro episodios magmáticos (datos de Balcells *et al.*, 2004) junto con los gabros de la intrusión de Los Molinos. Éstos, parecen ocupar una posición intermedia, en términos de alcalinidad, entre el episodio magmático EM2 y el episodio magmático EM3. Esta diferencia, unida a la que existe en edad, de unos 4 Ma entre la intrusión de Pájara (22-21 Ma; Muñoz *et al.*, 2003; Allibon *et al.*, 2011) y la de Los Molinos ( $17.4 \pm 1.9$  Ma), plantea la posibilidad de que la intrusión de Los Molinos



**Figura VI.1**

Diagrama TAS ( $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) de clasificación para rocas plutónicas (Cox *et al.*, 1979) en el que se han proyectado las diferentes facies de gabros y sus venas félsicas asociadas que forman la intrusión de Los Molinos, datos de este trabajo, junto con las rocas plutónicas pertenecientes a los episodios magmáticos EM1, EM2, EM3 y EM4 definidos por Muñoz *et al.*, (2003); Muñoz y Sagredo (2004), datos de Balcells *et al.*, (2004).

**Figura VI.2**  
Cuadro de resumen de los episodios magmáticos definidos por Muñoz *et al.*, (2003) y Muñoz y Sagredo (2004) en la isla de Fuerteventura, en el que se ha introducido el episodio magmático EM4 representado por la intrusión de Los Molinos.

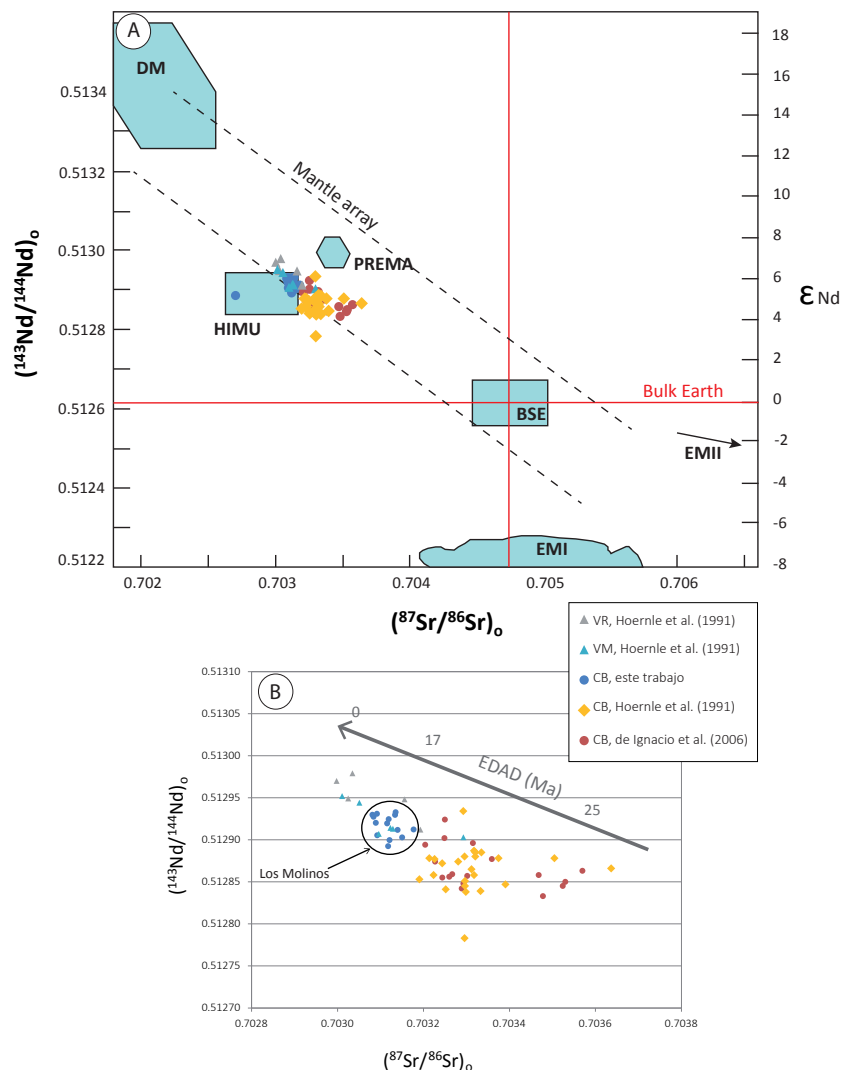


represente, por sí misma, un episodio magmático diferente. De este modo, y siguiendo con la clasificación de Muñoz *et al.*, (2003) y Muñoz y Sagredo (2004), el plutón de Los Molinos pasaría a representar el episodio magmático EM4 (Fig. V.2), formado por gabros de alcalinidad intermedia. A consecuencia de esto, el antiguo EM4 (edificio volcánico-subvolcánico de Betancuria) pasaría a denominarse episodio magmático EM5.

A pesar de que estos episodios representen cámaras diferentes, como indica el hecho de que exista metamorfismo de contacto entre ellos (Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo, 2004), la actividad intrusiva en la isla parece ser bastante continua, como se puede observar en la figura V.2. Montesinos *et al.*, (2005) a partir de un estudio de gravimetría en la isla de Fuerteventura concluyeron, que los cuerpos de alta densidad son continuos desde altas profundidades (> 10 Km) y que están alineados en una dirección NE-SW coincidente por tanto, con la dirección de lineamiento de todas las intrusiones que afloran en la isla y con la alineación de los edificios volcánicos miocenos, lo que nos lleva a establecer una fuente profunda común para todo el magmatismo presente en la isla.

En este sentido, Hoernle y Tilton (1991) en un estudio isotópico en el que incluyeron tanto rocas del llamado Complejo Basal (incluyendo rocas del EM1, EM2 y EM3 de Muñoz *et al.*, 2003; Muñoz y Sagredo

2004; de Ignacio *et al.*, 2006; y de Ignacio, 2008), rocas del vulcanismo mioceno (rocas con edad de aproximadamente 16 Ma; Hoernle y Tilton, 1991) y rocas del vulcanismo reciente (desde 4 hasta 0 Ma) de Fuerteventura, determinaron que todo este conjunto litológico procedía de una fuente común, lo que se encuentra en consonancia con el modelo de gravimetría propuesto por Montesinos *et al.*, (2005). En la figura VI.3 y VI.4 se ha realizado un compendio de los datos isotópicos de roca total obtenidos por Hoernle y Tilton (1991) y de Ignacio *et al.*, (2006) junto con los obtenidos en el transcurso de esta tesis doctoral. En ambas figuras se puede observar que, como ya apuntaban Hoernle y Tilton (1991), a grandes rasgos las relaciones isotópicas de Sr y Pb disminuyen, mientras que las relaciones de Nd aumentan con la disminución de la edad de la roca. Por tanto, estas relaciones isotópicas ponen de manifiesto la relación genética existente entre todo el magmatismo presente en la isla de Fuerteventura, hecho que ya concluían Hoernle y Tilton (1991). Las rocas de la intrusión de Los Molinos, en todos los casos, se proyectan junto con los datos obtenidos para las rocas del vulcanismo mioceno de 16 Ma aproximadamente

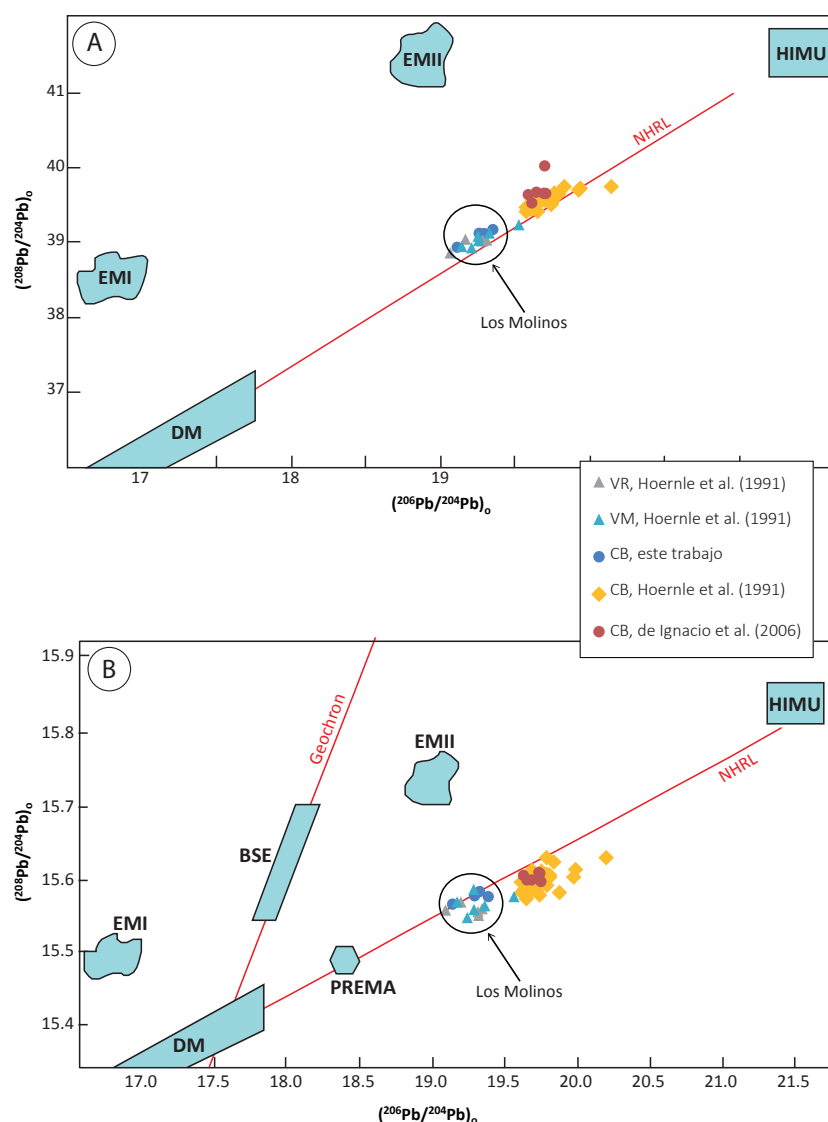


**Figura VI.3**

Composición isotópica inicial Sr-Nd para las facies gabroicas y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos, datos de este trabajo, junto con los datos extraídos para rocas plutónicas y volcánicas de Hoernle y Tilton (1991) y de de Ignacio *et al.*, (2006). Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y Winter (2009). VR: volcánico reciente. VM: volcánico mioceno. CB: Complejo Basal.

**Figura VI.4**

Composición isotópica inicial de Pb para las facies gabroicas y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos, datos de este trabajo, junto con los datos extraídos para rocas plutónicas y volcánicas de Hoernle y Tilton (1991) y de de Ignacio *et al.*, (2006). Los campos composicionales para los componentes DM, HIMU, PREMA, BSE, EMI y EMII han sido extraídos de Ziindler y Hart (1986) y Winter (2009). VR: volcánico reciente. VM: volcánico mioceno. CB: Complejo basal.



(Hoernle y Tilton, 1991), entre las rocas más antiguas del denominado Complejo Basal y las rocas más modernas del vulcanismo reciente. Esto no sólo indica una estrecha relación genética entre la intrusión de Los Molinos y las rocas del vulcanismo mioceno de alrededor de 16 Ma, edad aproximada a la obtenida para los gabros de la intrusión de Los Molinos, sino que además indica un cambio progresivo en la naturaleza de la fuente mantélica, que va siendo más empobrecida a medida que transcurre el tiempo.

En este sentido, Hoernle y Tilton (1991) proponen que los magmas de Fuerteventura se originan a partir de una pluma mantélica (manto de tipo HIMU) que interactúa con el manto astenosférico (DM + EMI) durante su ascenso, y relacionan así el descenso en Sr y Pb y aumento de Nd con el tiempo (es decir, el componente mantélico DM va ganando protagonismo en relación al componente HIMU con el transcurso del tiempo). Los resultados obtenidos en este trabajo, indican que la fuente de las rocas de la intrusión de Los Molinos es una mezcla entre estos dos componentes (HIMU + DM), en consonancia con los



resultados obtenidos por estos autores, pero con cierta participación del componente EMI.

## **VI.2.- RELACIÓN ENTRE LA INTRUSIÓN DE LOS MOLINOS Y EL VULCANISMO MIOCENO DE LA ISLA**

Como se comentó en la sección I.4, los cuerpos intrusivos que afloran en la isla son interpretados como las cámaras magmáticas de los edificios volcánicos del Mioceno (p.e. Hernández-Pacheco, 1973; Ancochea *et al.*, 1996; Muñoz *et al.*, 2003; de Ignacio, 2008) estos últimos reconstruidos por Ancochea *et al.*, (1991) (ver Fig. I.9). Por tanto, se hace necesario establecer qué relación existe entre la intrusión de Los Molinos y el vulcanismo mioceno de la isla y establecer con cuál de los episodios y edificios volcánicos está relacionada.

Para ello, se tendrán en cuenta la localización geográfica, edad, petrografía y composición, tanto geoquímica como isotópica, de las rocas intrusivas de Los Molinos y de las rocas volcánicas de los edificios miocenos.

### **VI.2.1.- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA**

Parece lógico pensar que, de estar relacionada la intrusión de Los Molinos con el vulcanismo mioceno, deba estarlo o bien con el Edificio Volcánico Central o bien con el Edificio Volcánico Norte, ya que, atendiendo a la reconstrucción de los tres edificios volcánicos realizada por Ancochea *et al.*, (1991), y tal y como apuntaban los propios autores, la zona de Los Molinos, se sitúa en el área de solape entre ambos edificios.

### **VI.2.2.- EDAD Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA**

Ancochea (1993) realizó una recopilación de los datos estratigráficos y geocronológicos de los edificios miocenos de la isla de Fuerteventura (CVC, NVC y SVC), añadiendo datos de sus propias investigaciones. En este trabajo, el autor realiza una subdivisión de los edificios volcánicos, separándolos en varias etapas o series (generalmente tres), las cuales no necesariamente son correlacionables ni sincrónicas entre sí.

#### **VI.2.2.1.- Edificio Central**

Se extiende desde la localidad de Antigua, al norte, hasta el Jable, al sur de la isla. En él se han distinguido cuatro tramos que están separadas por discontinuidades: CVC-I, CVC-II, CVC-III y series tardías (Ancochea *et al.*, 1991; Ancochea *et al.*, 1996).

La parte baja del edificio central, CVC-I, consiste en un conjunto masivo, uniforme y bastante roto. Está constituida fundamentalmente por coladas basálticas de afinidad moderadamente alcalina, con una potencia aproximada de 1000-1500 m, atravesadas intensamente por diques básicos (Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996). Coello *et al.*, (1992) datan una colada perteneciente a esta serie en 20.4 Ma. Por otro lado, Balcells *et al.*, (1994), obtienen edades de 22.5, 21.7, 21.1 y 20.0 Ma para esta unidad, aunque posteriormente, Ancochea (1993) y Ancochea *et al.*, (1996) atribuyen todas estas edades al tramo superior, CVC-II, por lo que a la parte baja del edificio central se le atribuye una edad superior a los 22.5 Ma, pero aún desconocida con exactitud.

El tramo medio del edificio (CVC-II) se apoya discordante sobre el tramo inferior. Consiste en 300-500 m de escorias y finas coladas, principalmente basálticas, y en menor proporción diferenciados traquibasálticos y traquiandesíticos. Intercalados entre las coladas, aparecen ocasionalmente piroclastos, también basálticos, que indican la cercanía de centros de emisión. Toda la serie tiene una afinidad moderadamente alcalina. (Ancochea *et al.*, 1991; Ancochea *et al.*, 1996). Ancochea (1993) datan dos coladas pertenecientes a este tramo del edificio central en 21.12 y 20.03 Ma, por lo que, junto con las edades anteriormente atribuidas al tramo inferior (CVC-I), el tramo CVC-II debió formarse entre los 22.5 y 20 Ma.

El tramo superior del edificio (CVC-III) se apoya discordante sobre los tramos anteriores. Está formado por 200-300 m de coladas fundamentalmente basálticas de afinidad moderadamente alcalina (Ancochea *et al.*, 1996), con algunos términos evolucionados (traquibasaltos y traquitas) y los diques que la atraviesan son poco numerosos (Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996). Coello *et al.*, (1992) datan una colada basáltica en 15.6 Ma, otra traquibasáltica en 15.4 y otra colada basáltica en 14.5 Ma. Ancochea (1993) data una traquita en 17.2 Ma. De este modo, al tramo superior se le atribuye una edad entre los 17.2 y 14.5 Ma.

Las series tardías, tienen una distribución irregular y están formadas por tres formaciones: Formación Melindraga, Formación Tamacite y Formación Tableros (Ancochea, 1993). La Formación Melindraga aflora próxima al monte del mismo nombre, al norte de la localidad de Cardón y es la de mayor espesor. Consiste en coladas basálticas y traquibasálticas que alcanzan unos 150 m de espesor (Ancochea, 1993). La formación Melindraga está datada en 18.29 y 16.6 Ma por Ancochea *et al.*, (1996) y en 16.45 Ma por Balcells *et al.*, (1994). La formación Tamacite aflora al sur de la localidad de Tuineje. Está formada por coladas basálticas con nefelina (Ancochea *et al.*, 1991) y datada en 17.55 Ma (Ancochea *et al.*, 1996). La Formación Tableros aparece discordante sobre coladas del NE del edificio sur (Ancochea, 1993). Está formada por coladas basálticas, una de ellas datada por Coello *et al.*, (1992) en 13.2 Ma. Todas estas formaciones tienen afinidad fuertemente alcalinas-ultraalcalinas (Ancochea *et al.*, 1996).

### VI.2.2.2.- Edificio Norte

Se extiende desde la localidad de Antigua hasta el norte de la isla donde está cubierto por materiales plio-cuaternarios. En él se han distinguido dos unidades (NCV-I y NVC-II) separadas por las brechas (o aglomerado) de Ampuyenta (Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996).

En la parte baja del edificio (NVC-I) se han distinguido tres tramos: bajo, intermedio y alto (p.e. Ancochea, 1993). El tramo bajo consiste en numerosas coladas picríticas atravesadas intensamente por diques cuya edad no se conoce con precisión aunque se supone mayor de 22 Ma (Ancochea *et al.*, 1996). El tramo medio presenta una composición similar al anterior, y al igual que éste, su edad no está bien establecida aunque esta podría ser de 22 Ma (Ancochea *et al.*, 1996). El tramo superior o Formación Oliva-Lajares, está formado principalmente por basaltos oceaníticos (ricos en olivino) y en menor proporción basaltos plagioclásicos y términos diferenciados (traquibasaltos y traquiandesitas) (Ancochea, 1993) de afinidad moderadamente alcalina (Ancochea *et al.*, 1996). Coello *et al.*, (1992) datan una colada basáltica de esta serie en 16.1 Ma. Ancochea (1993) data una colada de la Formación la Oliva en 17.0 Ma y otra de Lajares en 15.34 Ma. Por tanto, la edad para el tramo superior del NVC-I es de 17.0-15.3 Ma (Ancochea *et al.*, 1996). A este episodio, NVC-I también son atribuidos los afloramientos traquíticos de Tindaya y Tebeto (Hernán *et al.*, 1993; Simancas, 2014), que afloran en el NE de la isla, en montaña Tindaya y en las montañetas de Tebeto. Estos afloramientos traquíticos consisten en cuarzotraquitas de afinidad alcalina (Muñoz, 1969; Simancas, 2014). Las traquitas de Tindaya han sido datadas por Coello *et al.*, (1992) en 18.7 Ma y por Simancas (2014) en  $18.2 \pm 0.5$  Ma, mientras que las traquitas de Tebeto han sido datadas por Simancas (2014) en  $16.7 \pm 1$  Ma.

El aglomerado o brecha de Ampuyenta, aflora en la parte central del edificio norte y se apoya discordante sobre el NVC-I. Como se comentó en el capítulo V, consiste en una formación volcanoclástica de más de 200 m de espesor (p.e. Coello *et al.*, 1992). Está formada mayoritariamente por fragmentos de lavas subaéreas, aunque pueden aparecer fragmentos de todo tipo (basaltos afaníticos, ankaramíticos, plagioclásicos, traquíticos, etc.) y tamaño, los más comunes de 5 a 30 cm, aunque se han encontrado fragmentos superiores, y en algunos puntos se han encontrado fragmentos de rocas plutónicas. Aparecen coladas basálticas intercaladas en el aglomerado, y todo el conjunto está atravesado por diques pertenecientes a la serie superior (NVC-II) (Ancochea, 1993). Coello *et al.*, (1992) datan una colada situada encima de esta formación en 13 Ma y otra infrayacente en 13.6 Ma, mientras que Ancochea (1993) y Ancochea *et al.*, (1996) no consideran que se trate de la misma unidad, por lo que datan una colada intercalada en el techo de la formación en 20.3 Ma, aunque la consideran muy antigua, probablemente debido al alto grado de alteración de la misma. Por tanto, la formación Ampuyenta queda delimitada por la edad más

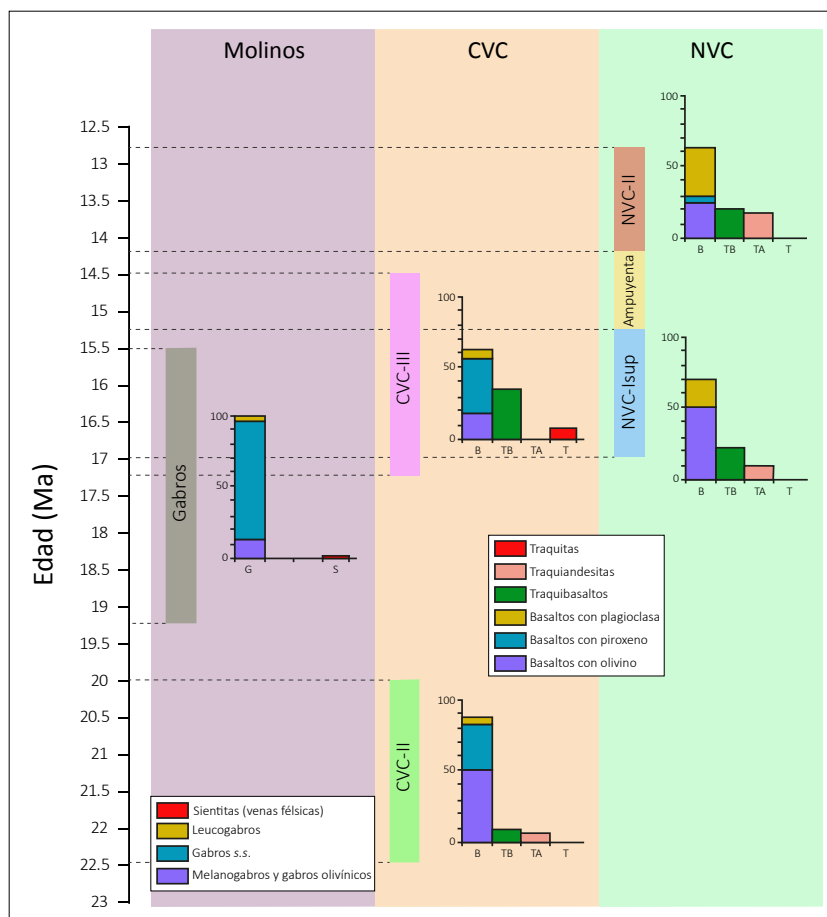
joven del NVC-I y la más antigua del NVC-II entre los 15.3 y 14.3 Ma (Ancochea *et al.*, 1996).

La parte alta del edificio (NVC-II) está formada por coladas basálticas y en menor proporción diferenciados traquibasálticos y traquiandesíticos de afinidad alcalina alcanzando un total de 300 m de espesor (Ancochea, 1993; Ancochea *et al.*, 1996). Coello *et al.*, (1992) datan esta unidad entre los 14.3 y 12.8 Ma.

En la figura VI.5 se han representado esquemáticamente las edades y tipos petrológicos de las distintas unidades del Edificio Central y Norte (modificada de Ancochea, 1993), exceptuando por un lado las series tardías del edificio central, dado que, al igual que ocurría con el edificio sur, debido a su localización geográfica y afinidad geoquímica es poco probable que tengan relación con la intrusión de Los Molinos y, por otro, las partes más bajas de ambos edificios debido a que aún no están datadas con exactitud y, las edades que se conocen siempre son más antiguas que las edades obtenidas para la intrusión de Los Molinos. Se ha añadido el intervalo de edad de  $17.4 \pm 1.9$  Ma obtenido para la intrusión de Los Molinos, así como el porcentaje que ocupan las diferentes facies de gabros (de rocas máficas-ultramáficas) y diferenciados (rocas intermedias-félsicas) dentro de la intrusión para su mejor comparación con los materiales volcánicos.

En esta figura se observa a simple vista que, cronológicamente, los gabros de la intrusión de Los Molinos se correlacionan con la parte baja y media del CVC-III y con el NVC-I superior. Por otro lado, y atendiendo a las proporciones petrológicas que forman los diferentes episodios volcánicos, y considerando basaltos con olivino equivalentes a los melanogabros olivínicos, basaltos con piroxeno equivalentes a los gabros s.s. y basaltos con plagioclasa equivalentes a leucogabros en el volcánico y en la intrusión respectivamente, los gabros de la intrusión de Los Molinos, parecen estar mejor correlacionados con el CVC-III que con el NVC-I superior, ya que: 1) en este último no aparecen basaltos con piroxeno como fenocristal dominante, los cuales son abundantes tanto en el CVC-III como en la intrusión de Los Molinos, donde aparece el clinopiroxeno como mineral principal en todas las facies, y 2) que las proporciones de las tres litologías de basaltos son, a grandes rasgos, equivalentes a las litologías de la intrusión de Los Molinos, es decir, que los términos más comunes tanto en el volcánico como en la intrusión son basaltos con piroxeno y gabros s.s. respectivamente, seguidos de basaltos con olivino y melanogabros olivínicos y en menor proporción basaltos con plagioclasa y leucogabros.

Sin embargo, no se han encontrado términos plutónicos equivalentes a traquibasaltos, los cuales están presentes en el CVC-III. En este sentido, los diques que cortan a los gabros en la intrusión de Los Molinos, donde son comunes los diques de traquibasilto (ver capítulo II), podrían haber actuado, al menos en parte, como conductos de alimentación entre la parte plutónica y volcánica del CVC-III.

**Figura VI.5**

Proporciones de los distintos tipos petrográficos que aparecen en los edificios volcánicos CVC y NVC (modificado de Ancochea 1993), junto con las proporciones de las diferentes facies cartografiadas en la intrusión de Los Molinos en relación a su edad.

Para poder establecer esta equivalencia entre cámara y volcán con mayor precisión, hay que evaluar además, la composición y geoquímica isotópica de las rocas plutónicas, de los diques y de las rocas volcánicas.

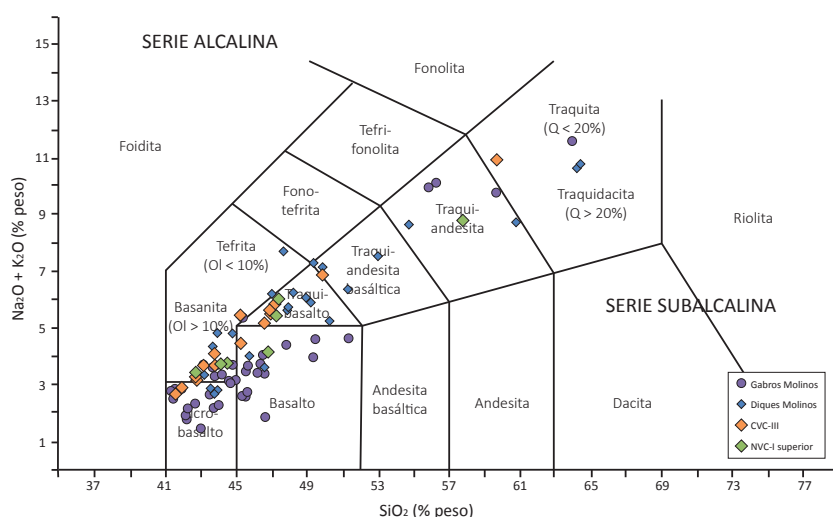
### VI.2.3.- COMPOSICIÓN Y GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Los datos de elementos mayores y tierras raras de las rocas volcánicas han sido obtenidos de Ancochea (1993) y los datos isotópicos, sólo disponibles para el edificio norte, se han obtenido de Hoernle y Tilton (1991) y de Aparicio *et al.*, (2003). Además, de estos últimos se han seleccionado las relaciones isotópicas que pertenecen, tanto por edad como por posición estratigráfica, al NVC-I superior.

En el diagrama TAS de la figura VI.6 se han representado, por un lado, gabros, venas félsicas y diques de la intrusión de Los Molinos y, por otro, las rocas volcánicas pertenecientes al CVC-III y NVC-I superior. Tanto las rocas volcánicas del NVC-I superior como las del CVC-III siguen una trayectoria muy similar por lo que son difíciles de separar. Sólo en los términos más evolucionados se observa una ligera diferencia en la alcalinidad, presentando menor alcalinidad las rocas del NVC-I superior.

**Figura VI.6**

Diagrama TAS de clasificación para rocas volcánicas (Le Bas *et al.*, 1986) en el que se ha proyectado la composición en álcalis y sílice de los gabros y diques pertenecientes a la intrusión de Los Molinos, datos de este trabajo, junto con los datos para rocas volcánicas pertenecientes al CVC-III y NVC-I superior de Ancochea (1993).



En este diagrama, los gabros de la intrusión de Los Molinos, se proyectan en el campo de los picro-basaltos y basaltos, la mayoría, por debajo de las rocas volcánicas, tanto del NVC-I superior como del CVC-III. Sin embargo, al unir éstos con las rocas más diferenciadas de la intrusión (venas sieníticas) la pauta que siguen es, a grandes rasgos, similar a la que siguen las rocas volcánicas, aunque el hecho de que las rocas plutónicas sean rocas acumuladas (ver capítulo III), impide que se pueda observar directamente sobre ellas la evolución real del líquido, y sea más difícil la comparación con las rocas volcánicas. Sin embargo, como se apuntó en capítulos anteriores, estas rocas plutónicas siguen una evolución de enriquecimiento en álcalis, de manera similar a la que siguen las rocas volcánicas, por lo que, en este sentido, cabe la posibilidad de que los gabros representen la cámara que alimentó tanto al CVC-III como al NVC-I superior, todos ellos contemporáneos en edad.

Por otro lado, la evaluación de los diques que cortan a los gabros en la intrusión de Los Molinos, debe ser considerada con precaución, dado que no se dispone de datos geocronológicos y, por lo tanto, se podrían estar mezclando procesos que hayan ocurrido de manera muy separada en el tiempo. Con esto en cuenta, la proyección de los diques señala una evolución similar a la seguida por las rocas volcánicas y rocas plutónicas, por lo que estos podrían haber actuado como conductos de alimentación tanto en el NVC-I superior como en el CVC-III, e incluso en episodios posteriores como el NVC-II y actuar como nexo de unión entre las rocas intrusivas y las rocas volcánicas.

Existen pocos datos de relaciones isotópicas para las rocas volcánicas miocenas de la isla. Como se comentó arriba, Hoernle y Tilton (1991), aportan datos de isótopos de Sr, Nd y Pb para establecer las fuentes mantélicas y la evolución magmática de Fuerteventura, tanto del denominado Complejo Basal, como de los volcanes subaéreos. De entre todos estos datos, cuatro rocas muestreadas en la Montaña Aceitunal, al sur de la localidad de La Matilla, y otra en el Pico de la



Muestra	Referencia	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
KFS34a	Hoernle y Tilton (1991)	0.70299	0.51294	19.227	15.553	39.039
KFS46	Hoernle y Tilton (1991)	0.70309	0.51291	19.110	15.563	38.959
KFS53	Hoernle y Tilton (1991)	0.70310	0.51291	19.487	15.569	39.251
KFS54	Hoernle y Tilton (1991)	0.70305	0.51291	19.286	15.557	39.138
KFS55	Hoernle y Tilton (1991)	0.70325	0.51290	19.237	15.580	39.095
LY-19BA	Aparicio <i>et al.</i> , (2003)	0.70313	—	19.599	15.628	39.477

Nota: Los datos sombreados corresponden a las relaciones medidas. Los datos sin sombrear corresponden a relaciones iniciales

Fortaleza, al este del embalse de Los Molinos, consideradas por los autores como rocas de 16 Ma de edad, pertenecen al NVC-I superior. Por otro lado, Aparicio *et al.*, (2003), en un trabajo sobre las fuentes y evolución del vulcanismo canario, recogen, entre otras, una muestra de una colada situada en la localidad de Tostón-Cotillo, al NW de la isla. Esta colada, fue datada por Abdel-Monem *et al.*, (1971) en 21.2 Ma y re-data por Coello *et al.*, (1992) en 16.1 Ma. Ancochea (1993), observa que en esta colada aparece en la matriz flogopita intersticial, según el autor poco frecuente en las rocas volcánicas miocenas, pero común en las rocas pertenecientes al NVC-I superior, por lo que, junto con la edad obtenida por Coello *et al.*, (1992), considera la colada de Tostón-Cotillo como perteneciente al NVC-I superior. Todas estas muestras presentan unas relaciones isotópicas muy similares (Tabla VI.1) (Ver Fig. VI.3 y VI.4) a las que presentan gabros (capítulo III) y diques (capítulo IV) en la intrusión de Los Molinos indicando que tienen un origen común.

Por tanto, todas las observaciones anotadas anteriormente, parecen indicar que tanto las rocas plutónicas y diques de la intrusión de Los Molinos como los sistemas volcánicos CVC-III y NVC-I superior están relacionados genéticamente, y que, en conjunto se pueden considerar como un mismo sistema magmático formado por la cámara magmática (gabros *s.l.*), conductos de alimentación (diques) y edificio/s volcánicos (coladas y material fragmentario).

**Tabla VI.1**  
Relaciones isotópicas para las rocas volcánicas pertenecientes al NVC-I superior

### IV.3.- POSIBLE RELACIÓN ENTRE LAS INTRUSIONES Y LOS COLAPSOS DE LA ISLA

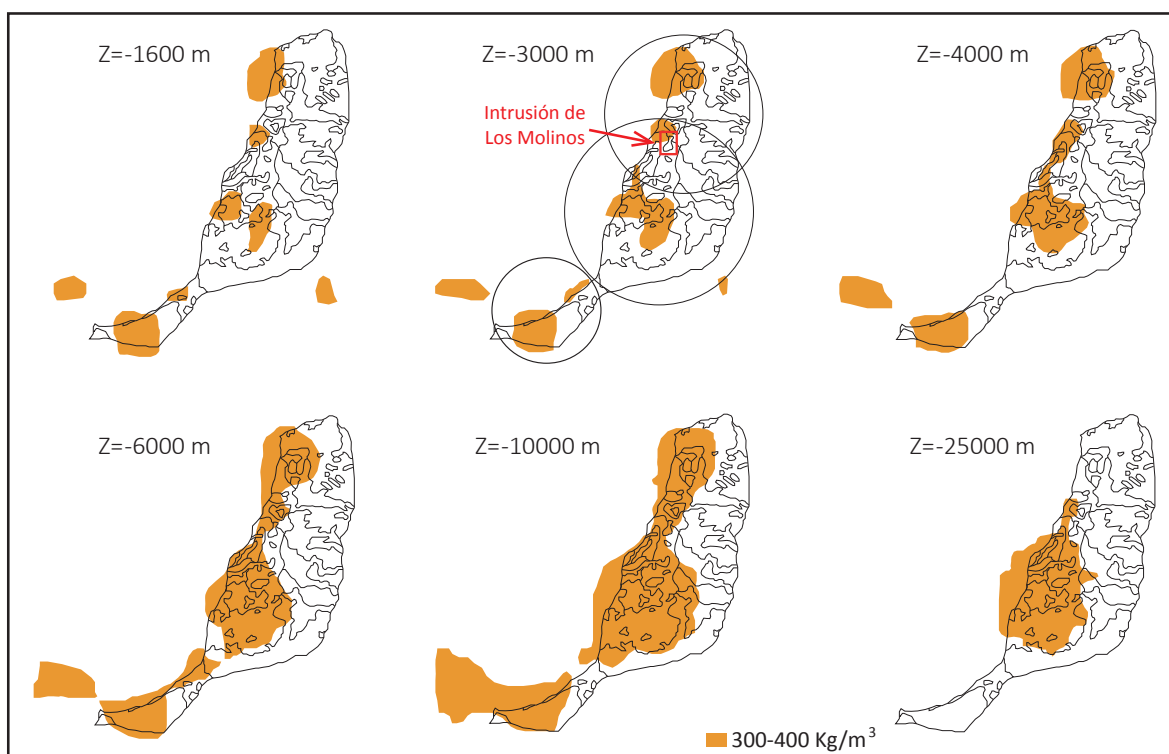
En la figura VI.7, se han representado las trazas de los tres grandes escudos miocenos reconstruidos por Ancochea *et al.*, (1991) en el mapa de anomalías gravimétricas obtenido por Montesinos *et al.* (2005). En ella, puede apreciarse un pequeño cuerpo de alta densidad en el área aproximada a la que hoy ocupa la intrusión de Los Molinos coincidente con la zona de solape entre el Edificio Volcánico Norte y el Edificio Volcánico Central, tal y como apuntaban Ancochea *et al.*, (1991).

Como se comentó anteriormente, la intrusión de Los Molinos parece haber alimentado tanto a la parte alta del Edificio Central (CVC-III) como

a las partes bajas del Edificio Norte (NVC-I superior), lo que implica que durante al menos el periodo de tiempo comprendido entre los 17.2 y 15.3 Ma, existían dos conos volcánicos creciendo prácticamente al mismo tiempo los cuales solapaban en el área de Los Molinos.

Walter *et al.*, (2006) y referencias incluidas, concluyen, mediante estudios experimentales utilizando modelos análogos, que se produce un *rift* perpendicular a la zona de solape entre dos conos que crecen simultáneamente. En este sentido, la Depresión o Valle Central que forma parte del paisaje actual de Fuerteventura (ver sección I.4), podría haber tenido su origen, al menos en parte, en un escenario similar al propuesto por estos autores. Si este es el caso, la edad de 18 Ma para la formación de la Depresión Central propuesta por Ancochea (1993), Ancochea *et al.*, (1996) y Stillman (1999), basada en las edades de las coladas de la Formación Melindraga que aparecen tapizando parte de esta depresión, podría indicar que dicha depresión se formó de manera diacrónica en el tiempo, desde el sur al norte de la isla. El hecho de que las coladas más recientes del vulcanismo mioceno (12.8 Ma para el NVC-II; Coello *et al.*, 1992) aparezcan en el techo de los denominados cuchillos en la parte norte de la isla, situarían el escenario de formación de la Depresión Central, en una edad inferior a los 12.8 Ma en esta zona de la isla.

Por otro lado, en las últimas décadas se está estudiando la relación que existe entre la inestabilidad volcánica y las intrusiones magmáticas (p.e. Borgia 1994; van Wyk de Vries *et al.*, 2000; Cecchi *et al.*, 2005; Delcamp *et al.*, 2012; Galland, 2012). Muchos de estos estudios concluyen que las intrusiones magmáticas provocan inestabilidad en el flanco volcánico y por tanto el colapso del mismo, y en muchos de los casos se genera además, una o varias zonas de *rift* o *graben* en relación con estos eventos. La existencia de colapsos volcánicos en la isla de Fuerteventura ha sido propuesta por muchos autores (p.e. Ancochea *et al.*, 1996; Stillman, 1999; Fernández *et al.*, 2006) y los restos de estos deslizamientos han sido identificados en el fondo marino (Acosta *et al.*, 20003). De este modo, y de manera preliminar, se plantea la posibilidad de que estos colapsos en la isla de Fuerteventura estén motivados por el emplazamiento de las intrusiones plutónicas y que, a consecuencia de los mismos se genera la Depresión Central la cual ocupa el Dominio Central de la isla. Esto unido a que el periodo de tiempo comprendido entre los 13 y 5 Ma fue un largo periodo de intensa erosión (Stillman, 1999), engloba el origen de la Depresión Central como debida a la combinación de los procesos propuestos por Hausen (1958), Stillman (1999) y Fúster *et al.*, (1968): origen estructural (*graben*) + colapsos gravitacionales + erosión respectivamente, los dos primeros posiblemente inducidos por intrusiones magmáticas.

**Figura VI.7**

Mapa de anomalías gravimétricas (modificado de Montesinos *et al.*, 2005) sobre el que se han representado las trazas de los edificios volcánicos miocenos reconstruidos por Ancochea *et al.*, (1991).



# VII

## CONCLUSIONES FINALES / FINAL CONCLUSIONS





## CONCLUSIONES FINALES

A continuación se destacan las principales conclusiones extraídas del presente trabajo acerca del origen y evolución de las distintas facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas y diques que componen la intrusión de Los Molinos y acerca del posible significado de los materiales brechoides que aparecen asociados a dicha intrusión. Finalmente, se incluyen las conclusiones derivadas de la integración de estudio anterior en el contexto de la evolución del magmatismo mioceno en la isla de Fuerteventura.

## CONCLUSIONES PARCIALES

### **Conclusiones derivadas de la mineralogía y geoquímica de las facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas asociadas de la intrusión de Los Molinos.**

Se han distinguido cuatro facies de gabros que forman la intrusión de Los Molinos, diferenciadas esencialmente por su mineralogía modal: tres facies principales, que incluyen melanogabros-gabros olivínicos, gabros s.s. y leucogabros y una facies subordinada, de textura pegmatoides, composición afín a la de la facies de gabro s.s. y con frecuencia anfibólica. Asociado a todo este conjunto de gabros aparece un cortejo de venas félsicas que se han clasificado, en orden de abundancia, como: venas sieníticas de feldespato alcalino, venas sieníticas, venas anortosíticas y venas porfídicas anfibólicas. Todo este conjunto litológico es intrusivo en el enjambre de diques que rodea a la intrusión.

Los melanogabros y gabros olivínicos aparecen distribuidos en las partes bajas de la intrusión y pasan gradualmente a facies de gabros s.s. y finalmente leucogabros hacia las partes altas de la misma. Éstos últimos, y en ocasiones la facies de gabro s.s., con frecuencia presenta bandeo modal donde alternan bandas ricas en clinopiroxeno y bandas ricas en plagioclasa. En el sector sur de la intrusión, sector de Morro Negro, predomina la facies rica en olivino, mientras que hacia el norte, en el sector de Molinos, predominan las facies ricas en plagioclasa.

Las venas félsicas también presentan cierta estructuración interna dentro de la intrusión, de tal modo que éstas son más abundantes y de mayor entidad en el sector de Molinos que en el sector de Morro

Negro. Además, las venas anortosíticas y venas porfídicas anfibólicas están directamente relacionadas con la facies de leucogabro del sector de Molinos. Los cuerpos pegmatoides, tanto de gabro s.s. como de gabro anfibólico, se encuentran distribuidos de manera irregular en toda la intrusión.

Las relaciones texturales y la química mineral de las distintas facies de gabros, cuerpos pegmatoides y venas félsicas asociadas, reflejan una historia de cristalización más o menos sencilla, con la siguiente secuencia:

Olivino (+ magnetita con  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) → Clinopiroxeno → Plagioclasea → Apatito → Anfíbol → Mica

Las condiciones de presión y temperatura obtenidas a partir de geotermobarometría en minerales, indican que las primeras etapas de cristalización tuvieron lugar a alta temperatura (1100-950 °C) y media-baja presión (3 Kb, aproximadamente), mientras que la última etapa se da a menor temperatura (por debajo de 900 °C) y, sobre todo, a menor presión (alrededor de 1 Kb). Las condiciones de fugacidad de oxígeno se establecieron en el *buffer* NiNiO.

Los fenómenos puntuales de brechificación de los gabros por inyección de material félsico, la formación local de estructuras que recuerdan a cavidades miarolíticas y las facies más evolucionadas (gabros s.s. y leucogabros) son más comunes en el sector de Molinos que en el sector de Morro Negro. Esto, unido a que las condiciones de cristalización indican, en la mayoría de los casos, menor temperatura y menor presión, y a que las composiciones minerales son generalmente más diferenciadas en el sector de Molinos con respecto al de Morro Negro, indica que el sector de Molinos representa partes más someras de la cámara magmática.

La geoquímica de las facies de gabros está altamente controlada por la mineralogía modal de las mismas. Geoquímicamente, los gabros son rocas ultrabásicas, con algunos términos básicos, de afinidad alcalina. Los términos menos diferenciados corresponden a la facies de melanogabro-gabro olivínico y los más evolucionados corresponden a la facies de leucogabro. Todas ellas son facies saturadas, sin nefelina y sin cuarzo normativos. Las venas anortosíticas y porfídicas anfibólicas son geoquímicamente similares a la facies de gabro s.s. y leucogabro, mientras que las venas sieníticas son más evolucionadas llegando a alcanzar composiciones ácidas, también alcalinas, saturadas, sin nefelina y pueden llegar a presentar contenidos de hasta el 4 % de cuarzo normativo.

Todas estas litologías (gabros, pegmatoides y venas félsicas) están relacionadas genéticamente mediante un proceso de cristalización fraccionada, principalmente de minerales ferromagnesianos, con acumulación generalmente de plagioclasea, desde las facies melanocráticas hasta las facies leucocráticas.

Las partes bajas de la intrusión han debido generarse por sedimentación de cristales cúmulo de olivino y clinopiroxeno en el fondo de la cámara, dejando líquido intercumular entre ellos. La continua sedimentación favorece la compactación de estas partes de la cámara, de tal manera que parte del líquido intercumular es expelido hacia las partes altas de la misma, junto con cristales de plagioclasa, favoreciendo, de este modo, la formación de las facies de gabbro s.s. y leucogabbro, así como las venas félsicas.

El bandeo modal observado en las partes altas de la cámara puede ser explicado como debido a pequeñas alternancias en la curva cotéctica de cristalización de clinopiroxeno y plagioclasa, saturando uno u otro mineral a partir de pequeños cambios en las condiciones locales de concentración de volátiles, temperatura y/o  $fO_2$ .

La formación de los gabros pegmatoides se atribuye a la concentración local de volátiles dentro de la pila de acumulados, mientras que la formación de las venas félsicas está atribuida a los últimos estadios de cristalización. Estas últimas se han debido generar a partir de líquidos residuales segregados, que se inyectan en las fracturas de la pila de acumulados. Estos líquidos pueden ser de composición ligeramente diferente entre ellos y estar concentrados en diferentes zonas dentro de la cámara, por lo que pueden diferir en temperatura. Estas diferencias favorecen la acumulación de minerales hidratados como anfíbol y biotita (en venas porfídicas anfibólicas), plagioclasa (en venas anortosíticas) o la saturación en el líquido de feldespato potásico (en venas sieníticas).

Las edades obtenidas en las tres facies principales de gabros que forman la intrusión, son algo más antiguas en la facies de melanogabbro-gabbro olivínico y algo más modernas en las facies de gabbro s.s. y leucogabbro, respectivamente. La edad U-Pb obtenida para todo el conjunto de facies de gabros es de  $17.4 \pm 1.9$  Ma, y representa la edad media de cristalización para el apatito en toda la intrusión de Los Molinos. La última etapa de enfriamiento ocurre a los  $14.8 \pm 0.5$  Ma y está representada por la cristalización de la mica en la facies de leucogabbro.

Existen evidencias de alteración hidrotermal post-cristalización en la intrusión de Los Molinos. Ésta se produce con bajas relaciones agua meteórica/roca (entre 0.11 y 0.24) y afecta principalmente a plagioclasa y mica.

La intrusión de Los Molinos procede de un tipo de magma parental mantélico, que ha evolucionado en condiciones de sistema relativamente cerrado, libre de contaminación cortical o sedimentaria durante su diferenciación. Este magma se genera por la fusión parcial de un manto peridotítico con granate, espinela y anfíbol. La firma isotópica de la intrusión indica mezcla entre los componentes mantélicos HIMU y DM, con participación menor del componente EMI.

### **Conclusiones derivadas de la mineralogía y geoquímica de los diques de la intrusión de Los Molinos.**

En la intrusión de Los Molinos aparecen cuatro grupos de diques diferentes: El primer grupo está formado por diques basálticos porfídicos, diques microgranudos micáceos y diques máficos afaníticos. Estos diques están estrechamente relacionados con la facies de melanogabro-gabro olivínico de la intrusión, por lo que se asocian a las primeras etapas de cristalización de la cámara.

El segundo grupo lo integran diques de traquibasalto, diques de basalto plagioclásico y diques de traquita, que siempre aparecen cortando a los diques del grupo 1. Estos diques se asocian con las últimas etapas de cristalización de la intrusión, en relación con las facies de gabro s.s. y leucogabro, así como con las venas sieníticas de la misma.

El tercer grupo corresponde a diques de traquibasalto anfibólico y, en menor medida, a diques traquíticos. Estos diques siempre presentan bordes de enfriamiento con los gabros y cortan a los diques del grupo 2, por lo que se asocian a una inyección filoniana posterior a la cristalización de la intrusión de Los Molinos.

El cuarto grupo de diques está formado por diques basaltos porfídicos y, subordinadamente, diques traquibasálticos anfibólicos. Estos diques aparecen cortando a la brecha de Salinas con la que suelen presentar bordes enfriados, por lo que deben corresponder a una etapa de magmatismo tardía, tal vez relacionada con las últimas etapas de formación del Edificio Volcánico Norte (NVC-II).

### **Conclusiones derivadas de la caracterización textural de las brechas que afloran en el área de Los Molinos.**

Además de rocas intrusivas subvolcánicas (gabros y diques), en el área de Los Molinos aparecen también rocas fragmentarias (brechas) tanto en el sector de Morro Negro (brecha de Morro Negro) como en el sector de Molinos (brecha de Salinas). La brecha de Morro Negro se interpreta como debida al proceso intrusivo en el sector de Morro Negro, mientras que la brecha de Salinas se interpreta como un depósito volcanoclástico secundario, de tipo avalancha de escombros, que sería correlacionable con las brechas líticas de Ampuyenta, por lo que su origen debe ser debido a la destrucción parcial del Edificio Volcánico Norte inicial (NVC-I).

## CONCLUSIONES GENERALES

El área de Los Molinos constituye un ejemplo vulcanológico e intrusivo que ha permitido reconstruir un modelo de relaciones entre rocas plutónicas someras, diques y rocas volcánicas que integran los episodios magmáticos miocenos de la isla de Fuerteventura. En el marco general de estos episodios, en los que se agrupan las intrusiones plutónicas de la isla de Fuerteventura, la intrusión de Los Molinos representa el episodio magmático EM4 que estaría formado principalmente por gabros de alcalinidad moderada y edad  $17.4 \pm 1.9$  Ma. Esto indica que existe una progresión de edades, desde algo más antiguas en la zona más meridional (intrusión de Pájara) hasta edades más modernas hacia las partes situadas más al norte (intrusión de Los Molinos).

Los modelos de formación y evolución para las rocas intrusivas y diques se han podido elaborar sobre la base de buenas relaciones de corte y estructuración de las distintas litologías diferenciadas en campo, y han permitido reconocer pautas de diferenciación magmática similares a las que se observan en las rocas volcánicas. De este modo, se establece que la intrusión de Los Molinos representa la cámara magmática (o al menos una de ellas), que alimentó al Edificio Volcánico Central superior (CVC-III) y a la parte más tardía del Edificio Volcánico Norte inicial (NVC-I superior), actuando los diques como nexo de unión entre los plutones y los edificios volcánicos.

De la comparación de los resultados isotópicos de las diferentes intrusiones y rocas volcánicas miocenas de la isla, se deduce una fuente mantélica común para todo el magmatismo mioceno de Fuerteventura, formada por una mezcla de los componentes mantélicos HIMU y DM, con posibles contribuciones menores del componente EMI.

El emplazamiento de las intrusiones plutónicas parece haber contribuido a los colapsos de los edificios volcánicos miocenos y a la formación de la Depresión Central. En la parte norte de la isla, esta depresión se debió generar una vez que finalizó la actividad volcánica del NVC-II, después de los 12.8 Ma.

## FINAL CONCLUSIONS

This chapter highlights the main conclusions of this work on the origin and evolution of the different gabbro facies, pegmatoid bodies and associated felsic veins and dikes forming part of the Los Molinos intrusion. These conclusions also include the possible interpretation of the breccias outcropping in spatial association to the Los Molinos intrusion. Finally, general conclusions derived from the integration of the former study into the context of the Miocene magmatic evolution of the Fuerteventura island are also included.

## PARTIAL CONCLUSIONS

### **Conclusions on mineralogy and geochemistry of gabbros, pegmatoid bodies and associated felsic veins of the Los Molinos intrusion.**

Four different gabbro facies are been identified as forming part of the Los Molinos intrusion: three main ones including melanogabbros-olivine gabbros, gabbros s.s., and leucogabbros and, a subordinate one, with pegmatoid texture, a composition similar to the gabbros s.s. and frequently amphibole-rich. Several types of felsic veins have been found associated with the gabbro facies. They are, in order of abundance: alkali feldspar syenite veins, syenite veins, anorthositic veins and porphyritic, amphibole-rich veins. All these lithologies are intruded in the dike swarm that surrounds the intrusion.

The melanogabbros and olivine gabbros occur in the lowest parts of the intrusion, and gradually pass into gabbros s.s. and finally leucogabbros in the uppermost parts of it. The leucogabbros, and sometimes also the gabbros s.s., show micro-rythmic modal layering formed by alternate plagioclase-rich and clinopyroxene-rich layers. Olivine-rich facies are more abundant in the southern part of the intrusion (Morro Negro sector) while plagioclase-rich facies are more frequent in the northern one (Molinos sector).

The felsic veins also have some a certain distribution within the intrusion. They are larger and more abundant in the Molinos sector than in the Morro Negro sector. In addition, anorthositic veins and porphyritic, amphibole-rich veins are directly related with the leucogabbros in the Molinos sector. The pegmatoid bodies, both of the gabbro s.s. and amphibole-gabbro types, are irregularly distributed throughout the intrusion.

The textural relationships and mineral chemistry of the different gabbro



facies, pegmatoid bodies and associated felsic veins, reflect a more or less simple crystallization history, with the following sequence:

Olivine (+ magnetite with  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) → Clinopyroxene → Plagioclase → Apatite → Amphibole → Mica

The pressure and temperature conditions obtained from mineral geothermobarometry indicate that the early stages of crystallization took place at high temperature (1100-950 °C) and medium-low pressure (approximately 3 Kb), while the last stage did so at a lower temperature (below 900 °C) and, especially at a lower pressure (about 1 Kb). Oxygen fugacity conditions followed the NiNiO buffer.

Local breccification of gabbros by injection of the felsic material, local formation of structures resembling miarolitic cavities, and the occurrence of evolved gabbro facies are all more common in the Molinos sector than in the Morro Negro sector. This, together with the indication that the crystallization pressure and temperature have been lower in the Molinos sector and, that the mineral compositions are more evolved in this sector, suggest that the Molinos sector represents the uppermost parts of the magmatic chamber.

Whole-rock geochemistry of gabbros is highly influenced by their modal mineralogy. They are ultrabasic-basic rocks of alkaline affinity. The less evolved rocks correspond to the melanogabbros and olivine gabbros and the most evolved ones correspond to the leucogabbros. All of them are silica saturated, without normative nepheline or quartz. The anorthositic and porphyritic, amphibole-rich veins are geochemically similar to the gabbros s.s., while the more evolved syenitic veins sometimes reach acid compositions, that are also alkaline and silica saturated, without nepheline but sometimes containing up to 4% normative quartz.

All these lithologies (gabbros, pegmatoid bodies and felsic veins) are genetically related by fractional crystallization, mainly of ferromagnesian minerals, and accumulation, generally of plagioclase, from the olivine-rich facies to the plagioclase rich- ones.

The lowest parts of the intrusion were probably generated by settling of olivine and clinopyroxene crystals in the bottom of the chamber, leaving intercumular liquid between them. This continuous settling favors compaction of these parts of the chamber so that the intercumular liquid, together with already formed plagioclase crystals, is expelled to the upper parts of the chamber, favoring the formation of the plagioclase-rich facies.

The observed microrhythmic layering in the upper parts of the intrusion could be explained as due to small alternative shifts in saturation of cotectic plagioclase and clinopyroxene produced by local increases or decreases in volatiles, temperature and/or  $f\text{O}_2$ .

The formation of pegmatoid gabbro bodies is attributed to local volatile concentration within the cumulate pile, while the formation of the felsic veins occurred in the last stages of crystallization. These veins must have been generated from residual segregated liquids which were injected in fractures in the cumulate pile. The liquids can have differences in composition and can be concentrated in different areas of the chamber, so that they can differ in temperature. Those differences favoured the accumulation either of hydrated minerals as amphibole or biotite (in porphyritic, amphibole-rich veins) or, plagioclase (in anorthositic veins) or of potassic feldspar (in syenite veins).

The obtained ages in the three main gabbro facies of the Los Molinos intrusion, are slightly older for the melanogabbro-olivine gabbro facies and younger for the gabbro s.s. and leucogabbro facies. The merged U-Pb age for all facies is  $17.4 \pm 1.9$  Ma, and represents the average crystallization age of apatite in the Los Molinos intrusion. The last cooling stage occurred at  $14.8 \pm 0.5$  Ma and it is represented by mica crystallization in the leucogabbro facies.

There is evidence of post-crystallization hydrothermal alteration in the Los Molinos intrusion. It took place under low meteoric water/rock ratios (between 0.11 and 0.24) and affected mainly plagioclase and mica.

The Los Molinos intrusion derived from a mantle parent magma, which evolved under relatively closed system conditions, free of crustal or sedimentary contamination. This magma type was generated by partial melting of a peridotite mantle with garnet, spinel and amphibole. The isotope signature of the intrusion indicates a mixture between the HIMU and DM mantle end members, with only minor contributions of EMI.

### **Conclusions from mineralogy and geochemistry of the dikes of the Los Molinos intrusion.**

Four different groups of dikes occur at the Los Molinos intrusion: The first one is formed by porphyritic basalt dikes, microgranular, mica-rich dikes and mafic aphyric dikes. These dikes are closely related with the melanogabbro-olivine gabbro facies, and thus they are associated with the first stages of crystallization in the magmatic chamber.

The second group corresponds to trachybasalt dikes, plagioclase-phyric basaltic dikes and trachyte dikes that always crosscut dikes from group 1. These dikes are associated with the last stages of chamber crystallization as they are related with the gabbro s.s. and leucogabbro facies, as well as the syenite veins.

The third group encompasses trachybasalt amphibole-phyric dikes and, subordinate trachyte dikes. These dikes crosscut the previous ones and always display chilled margins with the gabbros. Thus, they are associated with an event of dike injection subsequent to the Los Molinos intrusion crystallization.

The fourth and last group is formed by porphyritic basalt dykes and, less common amphibole-rich, trachybasalt dikes. These dikes occur crosscutting the Salinas breccias, with which they usually show chilled margins, so they seem to correspond to a late magmatic stage, perhaps related with the last activity of the Northern Volcanic Edifice (NVC-II).

#### **Conclusions from textural characterization of the breccias outcropping in the Los Molinos area.**

In addition to subvolcanic intrusive rocks (gabbros and dikes), fragmentary rocks (breccias) also occur at the Los Molinos area, in the Morro Negro sector (Morro Negro breccia) and in the Molinos sector (Salinas breccia). The Morro Negro breccias has been interpreted as directly linked to the crystallization process of the intrusion in the Morro Negro sector, whereas the Salinas breccia has been interpreted as a secondary volcanoclastic deposit, of the debris avalanche type, which would correlate with the Ampuyenta lithic breccias, and therefore would have been produced by the partial destruction of the oldest part of the Northern Volcanic Edifice (NVC-I).

#### **GENERAL CONCLUSIONS**

The area of Los Molinos is a volcanological and intrusive example that has allowed reconstructing a model of relationships between shallow plutonic rocks, dikes and volcanic rocks that integrate the Miocene magmatic episodes of the island of Fuerteventura. In the general framework of these episodes, in which the different plutonic intrusions of the island have been grouped, the Los Molinos intrusion represents the EM4 magmatic episode. This episode would be formed by moderately alkaline gabbros with an age of  $17.4 \pm 1.9$  Ma. This indicates that there is a progression of ages, from older ones in the southernmost area (Pájara intrusion) to younger ones in the northernmost parts (Los Molinos intrusion).

Models dealing with the formation and evolution of the intrusive rocks and dikes could be developed on the basis of good field relationships and the inner structure and disposition of the different lithologies. This, in turn, allowed recognition of magmatic differentiation patterns, which are similar to those observed in the Miocene volcanic rocks. Therefore, it is established that the Los Molinos intrusion corresponds to the magma chamber (or at least, one of the magma chambers) that fed the upper parts of the Central Volcanic Edifice (CVC-III) and the later parts of the Northern Volcanic Edifice (upper NVC-I), with the dikes acting as the connectors between the plutons and the volcanic edifices.

From the comparison between isotope data for the different Miocene volcanic edifices and intrusions of the island, a common mantle source for all the Miocene magmatism of Fuerteventura is proposed. This source is composed by a mixture between the HIMU and DM mantle end members, with possible minor contributions from EMI.

The emplacement of the plutonic intrusions seems to have contributed to the collapse of the Miocene volcanic edifices and to the formation of the Central Depression. In the northern part of the island, this depression was most probably generated once the latest activity on the Northern Volcanic Edifice (NVC-II) finished, so later than 12.8 Ma.

# VIII

## BIBLIOGRAFÍA





- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., & Gast, P.W. (1971). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands; Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, and La Gomera. *American Journal of Science*, 271(5), 490-521.
- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., & Ballesteros, M. (2003). Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and la Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, la Palma and El Hierro. *Geophysics of the Canary Islands: Results of Spain's Exclusive Economic Zone Program*, 24, 1–40.
- Allègre, C., Treuil, M., Minster, J.-F., Minster, B., & Albarède, F. (1977). Systematic use of trace element in igneous process. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 60(1), 57–75.
- Allibon, J., Ovtcharova, M., Bussy, F., Cosca, M., Schaltegger, U., Bussien, D., & Lewin, E. (2011). Lifetime of an ocean island volcano feeder zone: constraints from U–Pb dating on coexisting zircon and baddeleyite, and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations, Fuerteventura, Canary Islands. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(2), 567–592.
- Alonso, U., Cendrero, A., Fúster, J.M, Gastesi, P., Hernández-Pacheco, A., Muñoz, M., & Sánchez-Cela, V. (1967). Mapa Geológico de España 1:50.000 - 1098: La Oliva. Instituto Geológico y Minero de España.
- Ancochea, E. (1993). La serie I de Fuerteventura. Trabajo de investigación para optar a la plaza de Catedrático de Universidad (Universidad Complutense de Madrid). 368pp.
- Ancochea, E., Brandle, J. L., Cubas, C. R., Hernán, F., & Huertas, M. J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(3-4), 183–204.
- Ancochea, E., Cubas, C. R., Hernán, F., & Brandle, J. L. (1991). Edificios volcánicos de la serie I de Fuerteventura. Rasgos generales del edificio central. *Geogaceta*, 9, 60–62.
- Andersen, D. J., & Lindsley, D. H. (1988). Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides. *American Mineralogist*, 73, 714–726.
- Anderson, J., & Smith, D. (1995). The effects of temperature and  $f\text{O}_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
- Aoki, K. & Shiba, I. 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos*, 6, 41–51.

- Aparicio, A., Hernán, F., Cubas, C. R., & Araña, V. (2003). Fuentes mantélicas y evolución del volcanismo canario. *Estudios Geológicos*, 59, 5–13.
- Aydin, F., Karsli, O., & Sadiklar, M. B. (2009). Compositional variations, zoning types and petrogenetic implications of low-pressure clinopyroxenes in the neogene alkaline volcanic rocks of northeastern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(2), 163–186.
- Bacon, C., & Hirschmann, M. (1988). Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti-oxides. *American Mineralogist*, 73, 57–61.
- Ballcells, R., Barrera, J.L., Gómez, J.A., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M.J., Ibarrola, E., & Snelling, N. (1994). Edades radiométricas de los edificios miocenos de Fuerteventura, Islas Canarias. *Boletín Geológico y Minero de España*, 105, 50-56.
- Ballcells, R., Barrera, J.L., Gómez, J.A., Ruiz, M.T., Merlos, A., Muñoz, M. & Sagredo, J. (2004). Mapa Geológico de España 1:25.000 – 1095-I-IV: Pájara. Instituto Geológico y Minero de España.
- Banda, E., Dañobeitia, J.J., Suriñach, E. y Ansorge, J. (1981): Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letter*, 55, 11-24.
- Barrera, J.L., & Gómez J.A. (1990a). Mapa Geológico de España 1:25.000 - 1092-I-IV: Tetir. Instituto Geológico y Minero de España.
- Barrera, J.L., & Gómez J.A. (1990b). Mapa Geológico de España 1:25.000 – 1091-1: Los Molinos. Instituto Geológico y Minero de España.
- Barrera, J.L., & Gómez J.A. (1991). Mapa Geológico de España 1:25.000 – 1091-II: Antigua. Instituto Geológico y Minero de España.
- Bello, J. F. (1999). Nuevo microanálisis cuantitativo de metales empleando microscopía electrónica de barrido con dispersión de energías de rayos X. Tesis Doctoral (Universidad Complutense de Madrid). 238 pp.
- Bizzarro, M., Simonetti, A., Stevenson, R. K., & Kurszlaukis, S. (2003). In situ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  investigation of igneous apatites and carbonates using laser-ablation MC-ICP-MS. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(2), 289–302.
- Blake, D. H., Bultitude, R. J., & Donchak, P. J. T. (1982). Proterozoic intrusive breccia bodies near Duchess, Northwestern Queensland. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 7, 135–140.
- Blundy, J. D., & Holland, T. J. B. (1990). Mineralogy and Calcic amphibole

- equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208–224.
- Boettcher, A. L., & O’Neil, J. R. (1980). Stable isotope, chemical, and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. *American Journal of Science*, 280A, 594–621.
- Borgia, A. (1994). Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*, 99(B9), 17791–17804.
- Bouderau, A.E. (1999). PELE - a version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers and Geosciences*, 25(2), 201-203.
- Boudreau, A. E., & McBirney, A. R. (1997). The Skaergaard Layered Series. Part III. Non-dynamic Layering. *Journal of Petrology*, 38(8), 1003–1020.
- Bryant, D. G. (1968). Intrusive breccias associated with ore, Warren (Bisbee) mining district, Arizona. *Economic Geology*, 63 (1), 1–12.
- Cabero, M. T., Mecoleta, S., & López-Moro, F. J. (2012). OPTIMASBA: A Microsoft Excel workbook to optimise the mass-balance modelling applied to magmatic differentiation processes and subsolidus overprints. *Computers and Geosciences*, 42, 206–211.
- Canales, J. P., & Dañobeitia, J. J. (1998). The Canary Islands swell: a coherence analysis of bathymetry and gravity. *Geophysical Journal International*, 132(3), 479–488.
- Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Pin, C., Renaud, U., Ibarrola, E. (1993). Age Miocene inférieure des carbonatites de Fuerteventura (23 Ma; U-Pb zircon) et le magmatisme porche d’une île océanique (îles Canaries). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris*, 316, 1147-1153.
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B., & Lavest, J. M. (2005). Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 67(1), 72–91.
- Chamberlain, K. R., & Bowring, S. A. (2000). Apatite – feldspar U – Pb thermochronometer : a reliable , mid- range ( ~ 450oC ), diffusion-controlled system. *Chemical Geology*, 172, 173–200.
- Chazot, G., Lowry, D., Menzies, M., & Matthey, D. (1997). Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(1), 161–169.
- Chazot, G., Menzies, M. a., & Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel Iherzolites from Yemen: Implications

- for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(3), 423–437.
- Chew, D. M., Sylvester, P. J., & Tubrett, M. N. (2011). U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS. *Chemical Geology*, 280(1-2), 200–216.
- Claro, A (2010). Principales características geoquímica y mineralógicas de las sienitas del Complejo de Vega de Río de Palmas (Fuerteventura). Trabajo de Fin de Máster (Universidad Complutense de Madrid). 50 pp.
- Coello, J., Cantagrel, J.-M., Hernán, F., Fúster, J.-M., Ibarrola, E., Ancochea, E., Casquet, C., Jamond, C., Días de Téran, J.R., & Cendrero, A. (1992). Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based on new K-Ar data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(1-4), 251–274.
- Cox, K.G., Bell, J.D., & Pankhurst, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450pp.
- Dalrymple, G. B., & Lanphere, M. A. (1969). Potassium-argon dating: Principles, techniques and applications to geochronology. In (Freeman) San Francisco, California. 258 pp.
- Dañobeitia, J. J. (1988). Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del archipiélago canario. *Revista de La Sociedad Geológica de España*, 1(1-2), 143–155.
- Dañobeitia, J. J., & Canales, J. P. (2000). Magmatic underplating in the Canary Archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 27–41.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1966): An introduction to the rock-forming minerals Longman (London, UK). 212pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals (2nd ed.), Longman (Essex, UK). 696pp.
- De Hoog, J. C. M., Gall, L., & Cornell, D. H. (2010). Trace-element geochemistry of mantle olivine and application to mantle petrogenesis and geothermobarometry. *Chemical Geology*, 270(1-4), 196–215.
- de Ignacio, C. (2008). Caracterización petrológica y evolución geoquímica de la asociación alcalino-carbonatítica del NW de la isla de Fuerteventura. Tesis Doctoral (Universidad Complutense de Madrid). 533pp.
- de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., Fernández-Santín, S., & Johansson, Å. (2006). Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary

- Islands, Spain. *Chemical Geology*, 232(3-4), 99–113.
- Delcamp, A., van de Vries, B. W., James, M. R., Gailler, L. S., & Lebas, E. (2012). Relationships between volcano gravitational spreading and magma intrusion. *Bulletin of Volcanology*, 74(3), 743–765.
- DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra-Nevada and Peninsular ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86(NB11), 470–488.
- Drake, M. J., & Weill, D. F. (1975). Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(5), 689–712.
- Droop, G. T. R. (1987). A General Equation for Estimating Fe<sup>3+</sup> Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361), 431–435.
- Eby, G. N., Woolley, a R., Din, V., & Platt, G. (1998). Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *Journal Of Petrology*, 39(8), 1405–1424.
- Ehlers, C. (1979). The “Bockholm conglomerate” - An intrusive breccia in Åland, SW Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 51(1-2), 17–25.
- Eiler, J. M., Farley, K. a., Valley, J. W., Hauri, E., Craig, H., Hart, S. R., & Stolper, E. M. (1997). Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(11), 2281–2293.
- Elkins, L. T., & Grove, T. L. (1990). Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist*, 75(5-6), 544–559.
- Ernst, W. G., & Liu, J. (1998). Experimental phase- equilibrium of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952–969.
- Farnetani, C. G., Richards, M. a., & Ghiorso, M. S. (1996). Petrological models of magma evolution and deep crustal structure beneath hotspots and flood basalt provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 143(1-4), 81–94.
- Faure, G., & Mensing, T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd. Edition. *Willey & Sons, Inc., Hoboken, New Jersey*. 928 pp.
- Feldstein, S. N., Lange, R. A., Vennemann, T., & O’Neil, J. R. (1996).

- Ferric-ferrous ratios, H<sub>2</sub>O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126(1-2), 51–66.
- Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R., Stillman, C.J. (1985): Geochronology of some Canarian dike swarms: Contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 29-52.
- Fernández, C., Casillas, R., Navarro, E. G., Gutiérrez, M., Camacho, M. A., & Ahijado, A. (2006). Miocene rifting of Fuerteventura (Canary Islands). *Tectonics*, 25(6), 1–27.
- Franz, L., & Wirth, R. (2000). Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): Evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(3), 283–295.
- Frei, D., & Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261(3-4), 261–270.
- Frey, F. A., Green, D. H., & Roy, S. D. (1978). Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology*, 19(3), 463–513.
- Flish, M. (1982). Potassium-argon analysis, in Numerical Dating in Stratigraphy, G.S. Odin, Ed., New York, John Wiley and Sons, Ltd.
- Fumagalli, P., Zanchetta, S., & Poli, S. (2009). Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: A high-pressure study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(6), 723–737.
- Fúster, J.M., & Aguilar, M.J. (1965): Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios geológicos* 21: 181-197.
- Fúster, J.M.; Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. & Lopez Ruiz, J. (1968). Geología y volcanología de las Islas canarias (Fuerteventura). Instituto “Lucas Mallada”. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid. 239 pp.
- Fúster, J.M., Gastesi, P., & Muñoz, M. (1967). Mapa Geológico de España 1:50.000 – 1106-1107: Puerto del Rosario. Instituto Geológico y Minero de España.
- Galindo, C. (1978). Rocas máficas del plutón de Morro Negro y las transformaciones del material encajante. Tesis de Licenciatura



- (Universidad Complutense de Madrid). 131pp.
- Galland, O. (2012). Experimental modelling of ground deformation associated with shallow magma intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 145–156.
- Goldstein, S. L., Onions, R. K., & Hamilton, P. J. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems, 70, 221–236.
- Govindaraju, K. (1979). On two mica reference samples: Biotite Mica-Fe and Phlogopite Mica-Mg. *Geostandards Newsletter*, 3(1), 3-24.
- Green, T. H. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3-4), 347–359.
- Gregory, R. T., Criss, R. E., & Taylor, H. P. (1989). Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: Applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formations. *Chemical Geology*, 75(1-2), 1–42.
- Gregory, R.T., & Taylor, H.P. Jr. (1981): An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for  $\delta^{18}\text{O}$  buffering of the oceans by deep (> 5 Km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 2737-2755.
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernandez, C., Balogh, K., Ahijado, A., & Castillo, C. (2002). La serie volcánica submarina del Complejo Basal de Fuerteventura: Crecimiento submarino y emersión de la isla. *Geogaceta*, 32, 55–58.
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., ... García-Navarro, E. (2006). The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(7-8), 785–804.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., & Whitehead, J. A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science*, 256(5056), 517–520.
- Hart, S. R., & Staudigel, H. (1989). Isotopic Characterization and Identification of Recycled Components. In S. Hart & L. Gülen (Eds.), *Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones SE - 2* (Vol. 258, pp. 15–28). Springer Netherlands.
- Hausen, H. (1958). On the geology of Fuerteventura (Canary Islands). *Acta Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-*

- Mathematicae*, 221, 1-211.
- Henderson, C. M. B., & Gibb, F. G. F. (1983). Felsic mineral crystallization trends in differentiating alkaline basic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(4), 355–364.
- Hernan, F., Ancochea, E., & Bradle, J. L. (1993). Características generales del Edificio Norte de la Serie 1 de Fuerteventura. *Geogaceta*, 13, 1–3.
- Hernández-Pacheco, A. (1973). Sobre el significado de las rocas gabroides de los complejos basales de Fuerteventura, La Palma y La Gomera, Archipiélago Canario. *Estudios Geológicos*, 29, 549–557.
- Higgins, J. B., & Ribbe, P. H. (1976). The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *American Mineralogist*, 61(9-10), 878–888.
- Hoefs J. (1997) Stable Isotope Geochemistry 4th ed. Springer-Verlag.
- Ishikawa T., Tera F., and Nakazawa T. (2001) Boron isotope and trace element systematics of the three volcanic zones in the Kamchatka arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 4523–4537.
- Hoefs, J. (2009). *Isotope Fractionation Processes of Selected Elements. Stable Isotope Geochemistry*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 286 pp.
- Hoernle, K. A., & Tilton, G. . (1991). Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: applications to magma genesis and evolution. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 71, 3–18.
- Hofmann, A. W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3), 297–314.
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385, 219–229.
- Hunter, R. H. (1996). Texture Development in Cumulate Rocks. *Developments in Petrology*, 15(C), 77–101.
- Ibarrola, E., Fúster, J.M., & Cantagrel, J.M. (1989). Edades K-Ar de las rocas volcánicas submarinas en el sector norte del Complejo Basal de Fuerteventura. Abstract of the ESF Meeting on Canarian volcanism, pp. 124-129.
- Irving, A. J., & Frey, F. A. (1984). Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(6),

1201–1221.

Jahns, R. ., & Tuttle, F. (1963). Layered pegmatite-aplite intrusives. *Mineralogical Society of America*, 1, 78–92.

Jarosewich, E., & Boatner, L. A. (1991). Rare-Earth Element Reference Samples for Electron Microprobe Analysis. *Geostandards Newsletter*, 15(2), 397–399.

Jarosewich, E., Nelen, J. A., & Norberg, J. A. (1980). Reference Samples for Electron Microprobe Analysis\*. *Geostandards Newsletter*, 4(1), 43–47.

Jourdan, A.-L., Vennemann, T. W., Mullis, J., & Ramseier, K. (2009). Oxygen isotope sector zoning in natural hydrothermal quartz. *Mineralogical Magazine*, 73(4), 615–632.

Jung, C., Jung, S., Hoffer, E., & Berndt, J. (2006). Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany. *Journal of Petrology*, 47(8), 1637–1671.

Jurewicz, A. G., & Watson, E. B. (1988). Cations in olivine, Part 1: Calcium partitioning and calcium-magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with petrologic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(2), 176–185.

Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J., & Meffre, S. (2001). Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology*, 42(4), 655–671.

Kesson, S., & Price, R. C. (1972). The major and trace element chemistry of kaersutite and its bearing on the petrogenesis of alkaline rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35(2), 119–124.

Koeman, E. C., Simonetti, A., Chen, W., & Burns, P. C. (2013). Oxygen isotope composition of trinitite post detonation materials. *Analytical Chemistry*, 85(24), 11913–9.

Kyser, T. K. (1986). Stable isotope variations in the mantle. In: Valley, J. W., Taylor, H. P. & O'Neill, J. R. (eds) Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 16, 227–271.

Larson, S. Å., Hogmalm, K. J., & Meurer, W. P. (2008). Character and significance of spectacular layering features developed in the thin, alkali-basaltic sills of the Ulvö Gabbro Complex, Sweden. *Mineralogy and Petrology*, 92(3-4), 427–452.

Lawless, J. V., & White, P. J. (1990). Ore-related breccias: A revised genetic classification, with particular reference to epithermal deposits. *12th New Zealand Geothermal Workshop*, (1985), 197–

202.

- Leake, B. ., Woolley, A. R., Arps, C. E. ., Birch, W. ., Gilbert, M. C., Grice, J. Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The American Mineralogist*, 35, 219–246.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Le Bas, M.J., Rex, D.C., & Stillman, C.J. (1986). The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canary Islands. *Geological Magazine*, 123(3), 287-298.
- Lepage, L. D. (2003). ILMAT: An Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computers and Geosciences*, 29(5), 673–678.
- Llanes, P. (2006). Estructura de la litosfera en el entorno oceánico de las Islas Canarias a partir del análisis gravimétrico e isostático: implicaciones geodinámicas. Tesis Doctoral (Universidad Complutense de Madrid). 195 pp.
- López-Ruiz, J. (1970). Estudio petrográfico y geoquímico del complejo filoniano de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, 26, 173-208.
- López-Ruiz, J., & Cebriá, J.M. (1990). Geoquímica de los procesos magmáticos. *Rueda, Madrid*. 168 pp.
- Ludwig, K. R. (2012). User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, 75.
- Lugmair, G. W., & Marti, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349–357.
- Lugmair, G. W., Shimamura, T., Lewis, R. S., & Anders, E. (1983). Sm-146 in the early solar-system - Evidence from neodymium in the Allende meteorite. *Science*, 222(4627), 1015–1018.
- Mahoney, J., Nicollet, C., & Dupuy, C. (1991). Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 350–363.
- Mattey, D. P., Lowry, D., Macpherson, C. G., & Chazot, G. (1994). Oxygen Isotope Composition of Mantle Minerals by Laser Fluorination Analysis: Homogeneity in Peridotites, Heterogeneity in Eclogites. *Mineralogical Magazine*, 58A(2), 573–574.

- McBirney, A. R. (1996). The Skaergaard Intrusion. *Developments in Petrology*, 15(C), 147–180.
- McGuire, A. ., Francis, C. ., & Dyar, M. . (1992). Mineral standars for electron micprobe analysis of oxygen. *American Mineralogist*, 77, 1087–1091.
- Meco, J., Ballester, J., Scaillet, S., Guillou, H., Lomoschitz, A., Carracedo, J.C., Petit-Maire, N., Cilleros, A., Medina, P., Soler-Onís, E., & Meco, J.M. (2005). Paleoclimatología del Neógeno en las islas Canarias (Mioceno y Plioceno). 149 pp.
- Montesinos, F. G., Arnoso, J., & Vieira, R. (2005). Using a genetic algorithm for 3-D inversion of gravity data in Fuerteventura (Canary Islands). *International Journal of Earth Sciences*, 94(2), 301–316.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123–1133.
- Muñoz, M. (1969): Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios geológicos*, 25, 257-310.
- Muñoz, M., & Sagredo, J. (1996). Evidencias de mezcla de magmas en el Edificio volcánico-subvolcánico de Betancuria (Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta*, 20(3), 554–557.
- Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 645-649.
- Muñoz, M., de Ignacio, C., & Sagredo, J. (2003). What controls the location and timing of transfer of mantle carbon trough the crust?. Fieldtrip guide: Fuerteventura. IV EuroCarb Workshop, Canary Islands, Spain, 83pp.
- Muñoz, M., Sagredo, J., y De Ignacio, C., (2008): El Complejo Basal de Fuerteventura: tipos de litologías, relaciones mutuas y significado geológico. Excursión pre-congreso nº 3. *Geo-guía*, 4, 69-97.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J., & Jeffries, T. E. (2005). New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos*, 85(1-4 SPEC. ISS.), 140–153.
- Muñoz, M., Sagredo, J., Rincón-Calero, P. ., & Vegas, R. (1997). Emplazamiento en una zona de cizalla dúctil-frágil transtensiva para el Plutón de Pájara, Fuerteventrua, Islas Canarias. *Geogaceta*, 21, 171–174.
- Murcia, H. F., Borrero, C. a, Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., & Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcanoclásticos: términos y

- conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48, 15–39.
- Neumann, E. R., Vannucci, R., & Tiepolo, M. (2005). N-MORB crust beneath Fuerteventura in the easternmost part of the Canary Islands: Evidence from gabbroic xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(2), 156–173.
- Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., Johnsen, K., Andersen, T., & Krogh, E. (1995). Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: Implications for the upper mantle. *Lithos*, 35(1-2), 83–107.
- Nimis, P. (1999). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(1), 62–74.
- Niu, Y., & O'Hara, M. J. (2003). Origin of ocean island basalts : a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2209.
- Norton, D., & Taylor, H. P. (1979). Quantitative Simulation of the Hydrothermal Systems of Crystallizing Magmas on the Basis of Transport Theory and Oxygen Isotope Data: An analysis of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 20(3), 421–486.
- O'Nions, R. K., Hamilton, P. J., & Evensen, N. M. (1977). Variations in  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 34(1), 13–22.
- Otten, M. T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 189–199.
- Pang, K. N., Zhou, M. F., Qi, L., Shellnutt, G., Wang, C. Y., & Zhao, D. (2010). Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119(1-2), 123–136.
- Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Westgate, J. A., Gorton, M. P., Jackson, S. E., Neal, C. R., & Chenery, S. P. (1997). A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards Newsletter*, 21(1), 115–144.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., & Peccerillo, a. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(7), 1–15.
- Phillips, W.J. (1973). Mechanical effects of retrograde boiling and its probable importance in the formation of some porphyry ore



- deposits. *Institution of Mining Metallurgy Transactions*, B82, 90-98.
- Powers, M.C. (1982). Comparison chart for estimating roundness and sphericity. American Geological Institute, Alexandria, Va., data sheet 18.1.
- Prowatke, S., & Klemme, S. (2006). Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4513–4527.
- Reubi, O., & Hernandez, J. (2000). Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(3-4), 271–286.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y. S., Kamenestskii, V. A., Guggenheim, S., Koval, P. V et al., (1998). Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36, 905–912.
- Robertson, A.H.F., & Bernoulli, D. (1982). Stratigraphy, facies, and significance of late Mesozoic and early Tertiary sedimentary rocks of Fuerteventura (Canary Islands) and Maio (Cape Verde Islands). En: *Geology of the Northwest African continental margin*, (von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E., eds.), Springer-Verlag, Berlín, pp. 498-525.
- Rollinson, H.R. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.
- Roudit, N. (2007). JMicroVision : un logiciel d'analyse d'images pétrographiques polyvalent. Tesis Doctoral (Université de Genève). 116 pp.
- Sagredo, J., Muñoz, M., & Galindo, C. (1996). Características petrológicas y edad K-Ar de las sienitas nefelínicas del Morro del Recogedero (Fuerteventura, Islas Canarias). *Geogaceta*, 20(2), 506–509.
- Saotome, A., Yoshinaka, R., Osada, M., & Sugiyama, H. (2002). Constituent material properties and clast-size distribution of volcanic breccia. *Engineering Geology*, 64(1), 1–17.
- Schoene, B., & Bowring, S. a. (2007). Determining accurate temperature-time paths from U-Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(1), 165–185.
- Seifert, W., Kämpf, H., & Wasternack, J. (2000). Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: Implication for cooling history of carbonatites. *Lithos*, 53(2), 81–100.

- Sharp, Z. (2007). Principles of Stable Isotope Geochemistry. Prentice-Hall. 344 pp.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 163–197.
- Silverman, R. (1951). The isotope geology of oxygen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 2, 26-42.
- Simancas, O. (2014). Caracterización petrológica e interpretación de las unidades traquíticas del Edificio de Tetir (Fuerteventura). Trabajo de fin de máster (Universidad Complutense de Madrid). 50 pp.
- Simonetti, A., & Neal, C. R. (2010). In-situ chemical, U-Pb dating, and Hf isotope investigation of megacrystic zircons, Malaita (Solomon Islands): Evidence for multi-stage alkaline magmatic activity beneath the Ontong Java Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 295(1-2), 251–261.
- Skulski, T., Minarik, W., & Watson, E. B. (1994). High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Chemical Geology*, 117(1-4), 127–147.
- Smith, J.V., & Brown, W.L. (1988): *Feldspar Minerals*. Vol. 1 (2nd ed.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Smith, G.A. & Fritz, W.J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375-376.
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207–221.
- Steiger, R.H., & Jager, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G. M., & Hernandez, J. (1998). Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary Islands): Witness of early Jurassic sea-floor spreading in the central Atlantic. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(10), 1304–1317.
- Stillman, C. J. (1999). Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 89–104.
- Stoppa, F., & Liu, Y. (1995). Chemical composition and petrogenetic implication of apatites from some ultra-alkaline Italian rocks. *European Journal of Mineralogy*, 7, 391–402.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-*

- Science Reviews*, 12(1), 1–33.
- Sudo, M., Uto, K., Anno, K., Ishizuka, O., & Uchiumi, S. (1998). SOR193 biotite: A new mineral standard for K-Ar dating. *Geochemical Journal*, 32, 49–58.
- Sun, S.-s., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.
- Taylor, H.P., Jr., & Forester, R.W. (1979). An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: A description of a 55 m.y. old fossil hydrothermal system. *Journal of Petrology*, 20, 355–419.
- Thomson, S.N., Gehrels, G.E., Cecil, R., & Ruiz, J., (2009). Exploring routine laser ablation multicollector ICP-MS U–Pb dating of apatite. AGU Fall Meeting.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., & Zanetti, a. (2000). Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: Crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(2), 185–201.
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1–4), 135–150.
- Vallier, T. L., & Fredley, D. (1972). Mirror Lake Intrusive Breccia, Seven Devils Mountains, Western Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3827–3832.
- Van Achterbergh, E., Ryan, C.G., Jackson, S.E., & Griffin, W. (2001). Data reduction software for LA-ICP-MS. In Laser ablation-ICPMS in the earth science. In: Sylvester, P. (Ed.). *Mineralogical Association of Canada* 29, 239–243.
- Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., & Petley, D. (2000). Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28(2), 167–170.
- Verhoef, J., Collete, B.J., Dañobeitia, J.J., Roeser, H.A. & Roest, W.R. (1991). Magnetic Anomalies off West-Africa (20–38°N). *Marine Geophysical Research*, 13, 81–103.
- Wager, L. R., Brown, G. M., & Wadsworth, W. J. (1960). Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, 1(1), 73–85.
- Walter, T. R., Klügel, A., & Münn, S. (2006). Gravitational spreading and formation of new rift zones on overlapping volcanoes. *Terra Nova*, 18(1), 26–33.

- Wass, S. Y. (1973). The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 39(302), 132–144.
- Weaver, B. L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 381–397.
- Weigel, W., Goldflam, P., & Hinz, K. (1978). The crustal structure of Concepcion Bank. *Marine Geophysical Researches*, 3(4), 381–392.
- Wen, S., & Nekvasil, H. (1994). SOLVCALC: an interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computers and Geosciences*, 20(6), 1025–1040.
- Willson, M. (1989). Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman, Boston, 466 pp.
- Winter, J.D. (2009). Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice-Hall Inc. 720 pp.
- Woodhead, J. D. (1996). Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook—Austral hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72(1-2), 1–19.
- Ye, S., Canales, J. P., Rihm, R., Dañobeitia, J. J., & Gallart, J. (1999). A crustal transect through the northern and northeastern part of the volcanic edifice of Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geodynamics*, 28(1), 3–26.
- Zhou, M. F., Arndt, N. T., Malpas, J., Wang, C. Y., & Kennedy, A. K. (2008). Two magma series and associated ore deposit types in the Permian Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 103(3-4), 352–368.
- Zindler, A., Hart, S. (1986). Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 493–571.